

**ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ,
МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ
И РАЗВЕДКИ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

553.550.8.

1541

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ,
МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ
И РАЗВЕДКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»
Москва 1972



Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки. М., «Недра», 1972, 188 с. (М-во геологии УзССР. Среднеаз. науч.-исслед. ин-т геологии и минерального сырья).

В работе освещаются вопросы геологии месторождений полезных ископаемых Средней Азии и некоторые закономерности их размещения. Показано влияние на размещение руд различных геологических формаций и положение рудных полей в некоторых тектонических зонах.

Большое внимание уделено характеристике условий локализации эндогенного оруденения в рудных районах, полях и месторождениях и факторам размещения рудных тел. Описываются структурно-морфологические типы рудных тел некоторых полиметаллических, золоторудных и сурьмяно-ртутных месторождений. Выявляется ведущая роль структурных, тектонических и литологических факторов в размещении оруденения в рудных полях различных типов.

Значительная часть работы посвящена рассмотрению вещественного и минерального состава руд полиметаллических, золоторудных, редкометалльных и некоторых нерудных месторождений, их геохимических особенностей и зональности размещения оруденения. Излагаются интересные результаты экспериментальных исследований, в результате которых установлены различные формы нахождения ртути в ореолах первичного рассеяния эндогенных месторождений, что существенно повышает поисково-оценочное значение ореолов.

С вопросами геологического и минералого-геохимического исследования месторождений увязываются многие методические аспекты изучения их рудоносности и разведки. В работе излагаются принципы промышленной оценки малых ртутных месторождений и расчета коэффициента рудоносности через среднее содержание металла в рудном контуре. Приводятся новые приемы определения границ выемки полезного ископаемого, способы оценки и замены ураганных проб. Излагается опыт статистического анализа достоверности определения средних содержаний полезного компонента в рудах. Описываются новые приемы интерпретации данных геофизических исследований и дается оценка экономической эффективности некоторых из них.

Таблиц 61, иллюстраций 50, список литературы — 229 назв.

Редакционная коллегия

Х. А. Акбаров, О. Л. Аллахвердов, К. Л. Бабаев, Л. А. Быков, А. Б. Габелко (зам. гл. редактора), С. И. Ибадуллаев (гл. редактор), Л. П. Коннов, В. А. Королев (научный редактор), И. Э. Марниц, И. М. Мирходжаев (зам. гл. редактора), Л. Г. Пакало (секретарь), Я. В. Успенский, И. Д. Чумаков

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе отражены результаты научных исследований сотрудников САИГИМС, выполненных в ряде случаев совместно с геологами производственных организаций. Книга состоит из четырех разделов.

Первый раздел посвящен характеристике рудоносности крупных регионов, отдельных районов и рудных полей. Рассматриваются принципы количественной оценки региональных закономерностей размещения руд и рудоконтролирующих факторов.

Во втором разделе излагаются частные систематики рудных тел и некоторые закономерности их размещения в рудных полях различных типов. Основное содержание исследований по изучению рудных тел заключается в выявлении и оценке относительного значения факторов, определяющих локализацию руд в конкретных структурно-геологических условиях. Важное значение при этом придается методам математической статистики, повышающим объективность выявляемых закономерностей.

В третьем разделе освещены различные генетические условия формирования эндогенных, осадочных и экзогенных месторождений, приводятся результаты изучения первичных ореолов рассеяния и новые данные по геохимии отдельных элементов. В ряде глав приводятся характеристики некоторых слабо изученных на территории Средней Азии минералов, полученные методами оптического, химического, рентгеноструктурного и других видов анализа.

Четвертый раздел книги включает материал по методике изучения рудоносности, прогнозирования и промышленной оценки месторождений. Рассматриваются методы структурно-геологического картирования и оценки экономической эффективности геологоразведочных работ.

В отдельных главах излагаются результаты применения геологических методов при подготовке геолого-структурной основы прогнозных карт. Последние главы работы посвящены горно-экономическим вопросам, новым методам определения элементов благородной формации (золота, платиноидов) и использованию математической статистики.

Многие из рассматриваемых теоретических положений и новых методов прошли апробацию в производственных условиях и могут быть приняты на вооружение в геологоразведочной практике.

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННОЙ РУДОНОСНОСТИ ГЛАВНЕЙШИХ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Рудные поля эндогенных месторождений Средней Азии располагаются в подвижных поясах и приурочены к разным формациям пород (рис. 1).

П. А. Шехтманом, Х. А. Акбаровым и В. А. Королевым (1964) разработана классификация структурно-геологических типов рудных полей Средней Азии по признаку их приуроченности к различным формациям, являющаяся дальнейшим развитием известной классификации, предложенной А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1959). Характеристика рудоносности формаций опирается на анализ размещения рудных полей; использованы материалы более чем по 100 объектам Средней Азии, а также сводки В. И. Смирнова (1954), В. М. Крейтера (1956), А. С. Великого (1961), А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1959), П. Д. Яковлева и др. (1965), Л. И. Лукина и Е. П. Сонюшкина (1958), Ф. И. Вольфсона (1951, 1952, 1953 и др.), В. П. Федорчука (1961), Н. А. Никифорова (1964).

Формация в данном случае понимается в широком смысле — как совокупность пород сходного генезиса. По степени влияния на структурные особенности, определяющие тип рудного поля, для Средней Азии целесообразно выделять сланцевую, карбонатную, карбонатно-терригенную, эффузивную, интрузивную и контактово-метаморфическую формации. Для пород осадочного генезиса применимо понятие формации в определении Л. Б. Рухина (1961), а для магматогенных — М. А. Усова (1960). Многие эндогенные месторождения железа, вольфрама, молибдена, свинца, золота и других элементов локализуются в контактово-метаморфических образованиях (скарны, роговики, частично вторичные кварциты и др.); их можно рассматривать как самостоятельные геологические тела со своими морфологическими особенностями и условиями размещения, существенно отличающимися от наложенного на них оруденения. Это дает основание выделить контактово-метаморфические образования в самостоятельную формацию рудовмещающих пород.

Такое разделение формаций отвечает до некоторой степени и исторической последовательности их формирования в Средней Азии: сланцевая образована преимущественно породами нижнего палеозоя, карбонатная и карбонатно-терригенная характерны для среднего, эффузивная — для верхнего палеозоя. Интрузивная и контактово-метаморфическая формации объединяют породы различных геологических возрастов. Интрузивная формация в основном включает каледонские и особенно герцинские интрузивные массивы и верхнепалеозойские дайковые серии. Рассматриваемые в составе контактово-метаморфической формации скарны в массе сформировались в конце верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла.

Нами выведены усредненные характеристики физических и механических свойств пород формаций (табл. 1). Большая часть их опре-

Таблица 1

Сводная характеристика физических и механических свойств пород главных геологических формаций Средней Азии

Формация	Плотность, г/см ³	Пористость общая, %	Пористость эффективная, %	Пластичность — хрупкость	Проницаемость, мд	Временное сопротивление на сжатие, кгс/см ²	Предел упругости, 10 ⁻⁵ кгс/см ²	Коэффициент Пуассона	Прочность на растяжение, кгс/см ²
Карбонатная . . .	2,59	2,88	1,83	374	3,34	1547	6,17	0,23	96
Сланцевая	2,72	3,13	1,63	346	1,0	2223	6,85	0,21	93
Карбонатно-терригенная	2,48	8,87	4,22	308	2,08	1733	5,30	0,18	100
Эффузивная . . .	2,66	3,97	3,06	245	1,31	2158	5,45	0,23	118
Интрузивная . . .	2,78	3,02	2,02	233	—	2630	7,26	0,29	137
Контактово-метаморфическая .	3,14	4,22	2,68	180	0,63	2399	8,13	0,19	168

Примечание. В таблице приведены усредненные данные, полученные на материале следующих рудных полей (за исключением проницаемости, приводимой по литературным источникам: Актюзское—586 образцов, Алтынтопканское—200, Тарьэканское—159, Сумсарское—124, Такобское—468, Алмалыкское—160, Мурунтауское—125, Канджольское—81. Каждый показатель вычислялся как среднее арифметическое.

делена в лаборатории структур рудных полей и месторождений САИГИМС, использованы также данные других исследователей (Беликов и др., 1964; Власова, Николаев, 1959; Розанов, 1961; Тимченко, 1964). Обращают внимание довольно высокие значения пористости и проницаемости для большинства пород, несколько отличающиеся от данных других исследователей (Берч, Шерер, Спайсер, 1949; Кобранова, 1962). Это объясняется, очевидно, тем, что изучались породы только в пределах рудных полей, т. е. подвергшиеся действию локальных метаморфических процессов. В целом приведенные характеристики отражают свойства пород дорудного метаморфизма.

Наибольшей пористостью (общей и эффективной) обладают породы карбонатно-терригенной формации, что объясняется наличием в них большого количества обломочного материала, создающего высокую пустотность породы в целом. Наименьшая пористость пород карбонатной формации обусловлена их способностью к самозалечиванию (Королев, Шехтман, 1965). Обычно она рассматривается в связи с хрупкими тектоническими деформациями, но проявляется, по-видимому, и при пластических. Соотношение между общей и эффективной пористостью изменяется в зависимости от общей пористости. Это свидетельствует о том, что подавляющее число пор вторичного (тектонического, метаморфического) происхождения. Данное обстоятельство важно потому, что многие исследователи при изучении влияния пористости на рудообразование отдают предпочтение эффективной пористости. Однако в процессе тектонических деформаций неизбежно должен совершаться переход пор из закрытого состояния в открытое и обратно, и в этом случае проницаемость пород будет зависеть в основном от общей пористости (Королев, Овечкин, Фатхуллаев, 1968). Повышенной пористостью обладают породы эффузивной и особенно контактово-метаморфической формаций. Для эффузивных пород это объясняется, очевидно, влиянием летучих, которые сохраняются в породах вулканического генезиса вследствие быстрого их остывания, а для пород контактово-метаморфической формации — влиянием процессов гидротермального метаморфизма. Проницаемость большинства пород в общем умеренная и

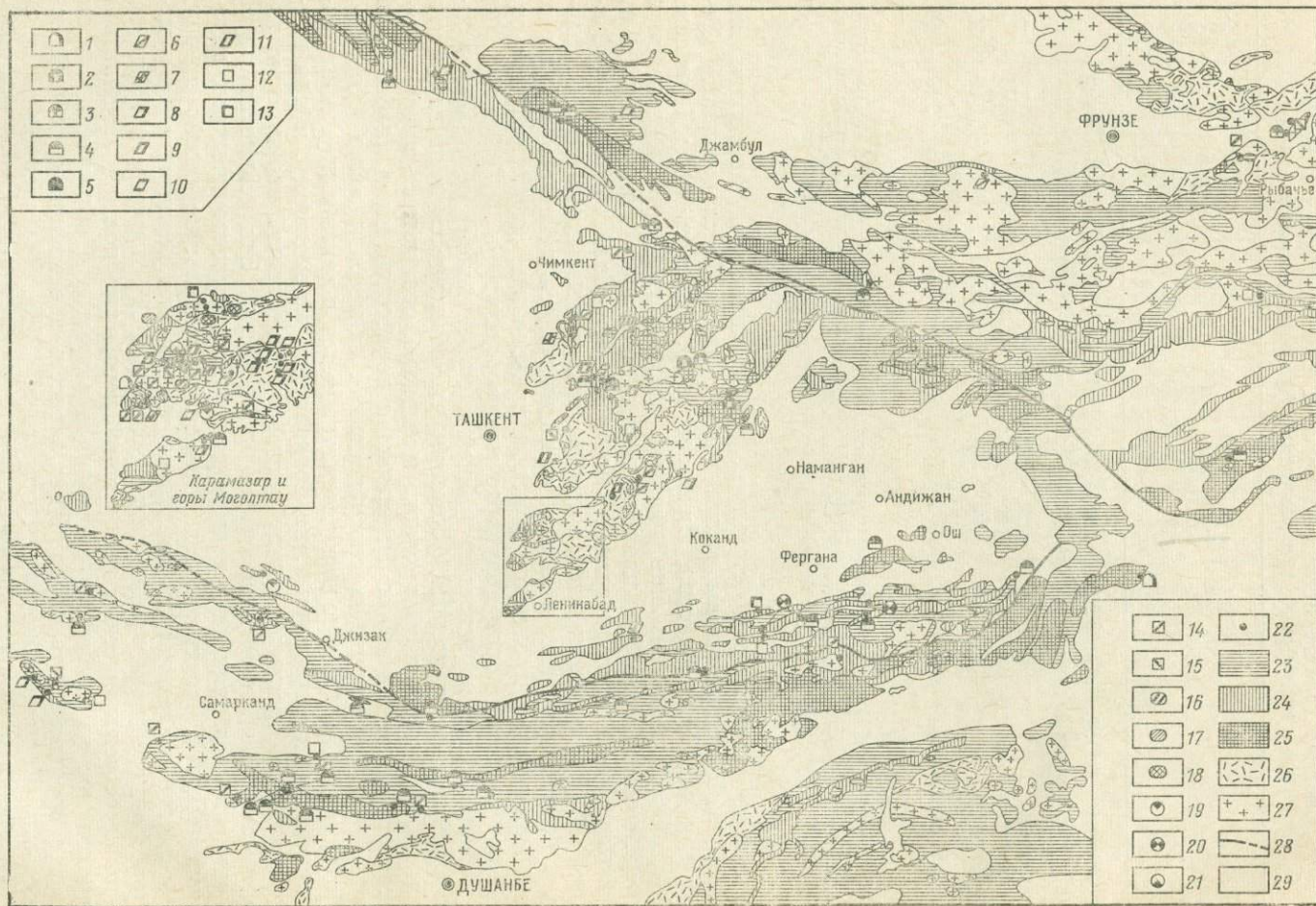


Рис. 1. Схема размещения структурно-геологических типов эндогенных рудных полей Средней Азии. Составили Х. А. Акбаров, В. А. Королев, П. А. Шехтман

Структурно-геологические типы рудных полей. Складчатые: 1 — в одиночных моноклиналях; 2 — в одиночных антиклиналях; 3 — в изгибах, ундуляциях, перекладчатых антиклиналях; 4 — в антиклиналях, осложненных разрывами и дайковыми посами; 5 — в антиклиналях, осложненных дисцирами. Разрывные: 6 — в искривленных одиночных сбросов, взбросов, слэгов; 7 — в оперяющихся разломах; 8 — в сложных разломах; 9 — в сопряженных и пересеченных двух и более разломов; 10 — в искривленных зон ориентированного дробления, расщепления, разломов; 11 — в вулканических каналах. Контакты: 12 — в согласных и пологих контактах интрузивов с вмещающими породами; 13 — в грабневых и прогибах пород кровли; 14 — в секущих контактах с вмещающими породами; 15 — влодь апофиз, даек и штоков интрузивных пород в породах кровли. Внутри интрузивные: 16 — в системах протектонических трещин; 17 — штокервные зоны в телах малых интрузивов среди осадочно-метаморфических пород; 18 — штокервные зоны внутри и в эндоконтактах малых интрузивов и в эффузивных залегах среди изверженных пород. Сложные: 19 — в блокованных горст-антиклиналях и грабнев-синклиналях; 20 — в крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами с образованием складчато-блоковой структуры; 21 — в широких складках, образованных при перемещении блоков по системам пересекающихся

Главнейшие рудовмещающие формации: 23 — сланцевая нижнего палеозоя и протерозоя; 24 — карбонатная среднего палеозоя; 25 — карбонатно-терригенная среднего и верхнего палеозоя; 26 — эффузивная верхнего палеозоя; 27 — интрузивная (гранитоидные массивы центрального типа); 28 — глубинные разломы; 29 — площади распространения послепалеозойских отложений

колеблется в пределах от 0,63 до $3,34 \cdot 10^{-5}$ мд; наиболее высоких значений она достигает в породах карбонатной формации.

Устанавливается закономерное изменение пластичности — хрупкости, вычисленной по методике А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965). Наибольшей пластичностью обладают породы карбонатной формации, наибольшей хрупкостью — контактово-метаморфической формации. Отмечается обратная зависимость между показателем пластичности — хрупкости и прочностью пород на растяжение. По-видимому, закономерное изменение этих показателей обуславливается влиянием минерального состава пород. Пластичные породы сложены менее прочными минералами, чем хрупкие. Все свойства пород в конкретных геологических условиях могут существенно изменяться.

Распределение отдельных геологических формаций на площади Средней Азии¹ приведено в табл. 2 и на рис. 1. Наиболее широко распространены породы сланцевой формации, занимающие до 49% площади Средней Азии в современном эрозионном срезе. Если учесть, что сланцевые толщи нижнего палеозоя развиты как подстилающие на части территории, занятой карбонатной и эффузивной формациями, то общая занимаемая ими площадь составит 55—60%. Наибольшую распространенность сланцевая формация имеет в Алайской и Ферганской зонах южной ветви Южно-Тяньшаньского пояса, наименьшую — в Чаткальской и Кураминской зонах северной ветви того же пояса. Площадь, занимаемая ею, составляет здесь ничтожно малую долю территории всей Средней Азии. В группу сланцевой формации входят глинистые флишоидные осадки и продукты их метаморфизма. Они характеризуются силикатным составом, тонкозернистым исходным материалом, ясно выраженной слоистостью или сланцеватостью в метаморфизованных разновидностях.

Особенности состава и структуры сланцев обуславливают наиболее высокую, по сравнению с другими породами, степень анизотропии их физико-механических свойств. Пористость и проницаемость несколько ниже, чем у остальных пород. Повышение пористости может происходить за счет некоторых видов метаморфизма. Для сланцев характерно преобладание золоторудной минерализации, менее развита сурьмянорудная и совсем незначительно полиметаллическая и олово-вольфрамовая (табл. 3).

Карбонатная формация наиболее распространена в северной ветви Южно-Тяньшаньского

¹ По схеме районирования К. Л. Бабаева (1964).

**Распределение основных геологических формаций на территории
Средней Азии на выходах, %**

Пояс (по К. Л. Бабаеву)	Формация					Всего
	Сланцевая	Карбонатная	Карбонатно-терригенная	Эффузивная	Интрузивная	
Северо-Тяньшаньский						
Северная ветвь	7	12	4	2	4	29
Южная ветвь	17	2	6	Следы	5	30
Южно-Тяньшаньский	14	Следы	2	2	9	27
Памирский	11	1	0	1	1	14
Всего	49	15	12	5	19	100

Примечание. Контактково-метаморфическая формация составляет менее 0,1%.

Распределение руд эндогенных месторож

Формация	Fe		As		Pb, Zn		W		Cu		Mo	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Сланцевая	—	—	—	—	1	0,1	—	—	—	—	—	—
Карбонатная	1	2	1	Следы	15	0,8	1	1	—	—	—	—
Карбонатно-терригенная	—	—	1	Следы	6	3,8	—	—	—	—	—	—
Эффузивная	—	—	—	—	4	0,9	1	Следы	1	5,8	—	—
Интрузивная	—	—	—	—	6	2,4	—	—	1	34,7	1	Следы
Контактово-метаморфическая	4	10	—	—	6	13,7	—	—	—	—	—	—
Всего	5	12	2	Следы	38	21,7	2	1	2	40,5	1	Следы

Примечание. а — количество рудных полей в %, б — запасы руды в % от учтенных в эндогенных

пояса и занимает около 15% всей территории Средней Азии. Она объединяет массивные грубо-, средне- и тонкослоистые доломитизированные, кремнистые, глинистые, обломочные и другие разновидности известняков и доломитов. Карбонатные породы в некоторых районах слагают мощные толщи. Это чаще всего тела, обладающие фациальным постоянством; реже они перемежаются глинистыми и песчанистыми обломочными породами и в этих случаях содержат различную долю примесей, главным образом силикатного материала. Это характерно для карбонатной толщи Алтынопканского района (табл. 4). Здесь известняки и доломиты среднего — верхнего девона существенно отличаются по содержанию терригенного и силикатного материала от чистых известняков нижнего карбона, слагающих мощные грубослоистые толщи.

Пористость в известняках и доломитах колеблется в широких пределах (от 0,44 до 7,12%), но среднее ее значение несколько ниже, чем у пород других (кроме сланцевой) формаций. Это объясняется, как отмечалось, высокой способностью карбонатных пород к самозалечиванию под влиянием химического воздействия и при пластических дефор-

мациях. Известняки, доломиты и мраморы слабо сопротивляются разрыву. Слоистые разности карбонатных пород вследствие повышенной физической анизотропии легко подвергаются изгибу.

Хрупкость и пластичность карбонатных пород зависят от их структуры и текстуры. В целом по сравнению с другими породами они обладают наиболее высокой пластичностью, особенно тонкослоистые и ленточные разновидности. Они способны течь, образуя складки без разрыва сплошности, уподобляясь глинистым сланцам. Грубослоистые известняки и мраморизованные разности проявляют нередко хрупкие свойства, и изгиб их сопровождается образованием трещин. Доломиты, особенно кристаллические, более хрупки, чем известняки, и в меньшей степени способны к самозалечиванию трещин, вследствие чего пласты доломита среди известняков оказываются более проницаемыми и благоприятными для локализации оруденения. Примером влияния подобных соотношений на отложение оруденения могут служить прожилковые полиметаллические руды в доломитах Сумсара и в доломитизированных известняках Учкулача. В целом известняки и другие породы карбонатной формации весьма благоприятны для размещения оруде-

Таблица 3

дений Средней Азии по формациям

W		Sn		Hg		Sb		Au		Ag		F		Всего		Отношение б:а
а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
1	Следы	1	Следы	2	0,4	2	0,1	3	11,5	—	—	—	—	10	12,1	1,21
—	—	1	Следы	6	1,6	—	—	—	—	1	Следы	2	Следы	28	4,5	0,16
—	—	—	—	3	0,2	5	0,3	1	0,6	—	—	—	—	16	4,9	0,31
—	—	—	—	—	—	—	—	1	0,4	2	Следы	3	0,7	12	7,9	0,66
1	1,6	—	—	—	—	—	—	2	Следы	1	0,5	1	0,3	13	39,4	3,02
10	7,7	1	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21	31,2	1,48
12	9,3	3	Следы	11	2,2	7	0,4	7	12,5	4	0,5	6	1,0	100	100	

месторождениях Средней Азии.

нения. Эта формация контролирует более четверти (28%) всех рудных полей Средней Азии (см. табл. 3).

Указанные особенности известняков обуславливают наибольшее по сравнению с другими породами разнообразие в них структурно-морфологических типов рудных тел. Характерными для них являются как согласные тела, подчиненные напластованию и созданные путем избирательного замещения благоприятных горизонтов (иногда под экранами глинистых пород), так и секущие, а вблизи интрузивов — также сложные. Металлогенические особенности карбонатной формации заключаются в существенном преобладании полиметаллических и рудных месторождений.

К карбонатно-терригенной формации относятся разнообразные по составу, структуре и крупности обломочного материала породы: аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, конглобрекции, туфоконгломераты, туффиты. Они переслаиваются со сланцами, реже с известняками, или образуют самостоятельные толщи, иногда значительной мощности. Породы этой формации занимают около 12% территории Средней Азии; они сосредоточены преимущественно в Южно-Тяньшань-

Средний химический состав пород некоторых горизонтов карбонатной толщи среднего палеозоя в Алтынопканском районе

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Количество анализов	Компоненты							
					Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Нерастворимый остаток
Девонская	Верхний	Франский	Калькаратусовый	5	0,33	0,42	0,09	50,20	2,37	1,10	4,02	6,95
			Амфиоровый	2	0,27	0,46	0,33	31,63	19,40	0,59	1,83	8,54*
			Мергелистый	3	0,30	0,34	0,05	44,50	2,30	2,23	13,05	10,42
		Фаменский	Аквилинусовый	1	0,27	0,30	0,08	49,50	3,00	1,01	3,70	13,71
			Циртоспириферовый (искристый)	1	0,40	0,31	0,07	29,50	19,80	0,68	3,00	—
Среднее по карбонатной толще девона					0,31	0,37	0,12	40,20	9,37	1,12	5,80	9,85
Каменно-угольная	Нижний		Палеохориститовый	8	0,12	0,13	0,03	53,8	1,09	0,27	1,00	1,62
			Малый кремнистый	5	0,15	0,24	0,02	53,0	0,96	0,61	2,12	3,36
			Светло-серый	7	0,14	0,11	0,05	53,8	1,11	0,25	0,92	1,51
			Большой кремнистый	11	0,19	0,24	0,06	53,1	0,78	0,50	2,92**	3,81
Среднее по карбонатной толще карбона					0,15	0,18	0,04	53,5	0,90	0,40	2,80	2,57

* Одна проба.

** 10 проб.

ском поясе. Проницаемость пород этой формации вследствие недостаточно плотной упаковки обломочного материала в целом выше, чем сланцев. Наличие в них карбонатного материала (в составе цемента песчаников и в обломках некоторых других типов пород) обуславливает возможность проявления ими при определенных тектонических деформациях пластичных свойств, выражающихся в образовании широких пологих складок.

Послемагматический метаморфизм в песчаниках и конгломератах проявляется более интенсивно, чем в сланцах. Этому способствуют низкая прочность, высокая пористость и средняя химическая активность рассматриваемых пород; последняя повышается в присутствии карбонатов и при более основном составе исходного материала. В породах карбонатно-терригенной формации размещаются свинцово-цинковые, сурьмяные, ртутные и отчасти мышьяковые и золоторудные поля.

Эффузивная формация Средней Азии распространена главным образом в юго-западных частях Кураминских и Чаткальских гор. В нее входят все излившиеся изверженные породы: фельзитовые, кварцевые, липаритовые, дацитовые порфиры, андезитовые, андезито-базальтовые, базальтовые, диабазовые порфириты, спилиты, кератофиры и др., дающие преимущественно покровные образования. Перечисленные породы в отдельных частях разрезов имеют более или менее ясную стратификацию. Вследствие этого они обладают некоторой анизотропией физических и механических свойств, проявляющейся в способности давать широкие пологие складки.

При повышенной хрупкости в эффузивных комплексах легко возникают крупные трещины и разломы. На глубине они имеют простое строение, но ближе к земной поверхности превращаются в сложные разломы и тектонические зоны повышенной проницаемости. Химическая активность эффузивов средняя и увеличивается от кислых разновидностей к основным.

Некоторые разновидности эффузивов, например андезитовые порфириты (Алтынтопканский район), имеют низкую пористость (1%), высокую прочность (2800 кгс/см²) и наибольшую вязкость. Благодаря этому они служат экранами для восходящих растворов. Эффузивная формация характеризуется разнообразным составом руд. В ней размещаются медные, золоторудные, свинцово-цинковые, серебро-свинцовые, висмутовые и флюоритоносные рудные поля.

Широко распространена интрузивная формация, занимающая до 20% площади Средней Азии. К ней относятся интрузивные массивы, сложенные такими породами, как габбро, серпентиниты, лабрадориты, диабазы, диориты, сиениты, граносиениты, адамеллиты, гранодиориты, граниты, аляскиты и другие менее распространенные разновидности. Преобладающее значение в этой формации имеют породы гранитоидного ряда, меньшее — щелочного и основного. Наиболее крупные интрузивные тела представлены варисскими гранодиоритами и гранитами.

Обычно интрузивные породы имеют низкую общую пористость. Однако в большинстве изученных нами рудных полей она заметно повышена, очевидно, за счет динамометаморфизма и катаклаза. Характерно, что общая пористость повышается от кислых разновидностей к основным и достигает максимальных значений у щелочных пород и метасоматических гранофилов (табл. 5). Такое повышение пористости свидетельствует о существенной роли метасоматических процессов в формировании основных и особенно щелочных типов пород.

По механическим свойствам интрузивные породы близки к эффузивным, но в общем имеют наибольшее временное сопротивление сжатию. По отношению к тектоническим воздействиям интрузивные породы проявляют повышенную хрупкость, более высокую, чем эффузивные.

К интрузивной формации приурочены крупные месторождения свинца, цинка, меди, серебра, фтора (флюорита), а также вольфрама и молибдена.

К контактово-метаморфической формации относятся такие контактовые образования, как скарны различного состава, роговики в метаморфических ореолах интрузивов, частично вторичные кварциты и некоторые другие менее распространенные породы метаморфического и гидротермального генезиса. Здесь рассматриваются только скарны. Площадь распространения пород этой формации весьма ограничена, однако относительное значение их для размещения оруденения необычайно велико. Достаточно сказать, что в скарнах сосредоточены основные запасы свинцово-цинковых и вольфрамовых руд. Породы этой формации

характеризуются повышенными хрупкостью и химической активностью, что в сочетании с размещением непосредственно на путях движения эндогенных растворов создает благоприятные условия для локализации в них оруденения.

Широкое развитие различных по физико-механическим свойствам геологических формаций обусловило многообразие структурно-геологических типов рудных полей. Все рудные поля Средней Азии объединены в пять структурно-геологических групп, внутри которых выделены 22 типа (см. рис. 1).

Отдельные геологические пояса, ветви и зоны этого региона (Бабаев, 1964) характеризуются преимущественным развитием пород двух, реже более формаций. В Северо-Тяньшаньском поясе преобладают породы сланцевой и интрузивной формаций, значительно меньше распространена карбонатная, подчиненное значение имеют карбонатно-терригенная и эффузивная. Особое место здесь занимают Кураминская и Чаткальская зоны. В Кураминской зоне, и особенно в Кармазаре, резко преобладают интрузивная и эффузивная формации, а породы карбонатной и сланцевой формаций распространены ограниченно. Весьма существенную роль играет контактово-метаморфическая формация. В Чаткальской зоне преимущественно развиты карбонатная и интрузивная формации, а сланцевая и эффузивная слабо.

В Южно-Тяньшаньском поясе широко представлены породы сланцевой, карбонатной и карбонатно-терригенной формаций. Памирский пояс сложен в основном сланцевой и интрузивной формациями.

Каждая формация характеризуется определенными геохимическими особенностями в распределении элементов, образующих промышленные месторождения. В сланцевой формации преобладает золото (12% от всех запасов руд), несколько менее развиты ртуть и сурьма. В карбонатной и карбонатно-терригенной формациях сосредоточены основные запасы ртутных (2%) и свинцово-цинковых (5%) руд. Эффузивная и интрузивная формации вмещают большую часть запасов меди (41%), серебра, меньше свинца и цинка (3%); в контактово-метаморфической сосредоточены основные запасы железа (12%), свинца, цинка (14%) и вольфрама (8%).

Если отнести запасы руд по каждому элементу (графа «б» в последней колонке табл. 3) к количеству рудных полей (графа «а»), то полученные величины позволяют судить о соотношении масштабов по-

Таблица 5

Среднее значение пористости интрузивных пород различных типов

Интрузивные породы	Количество образцов, шт.	Пористость, %	
		общая	эффективная
Кислые и средние . . .	150	1,77	1,48
Основные . . .	89	3,06	1,87
Щелочные . . .	20	5,25	2,52
Гранофиры (Актюз) . . .	12	9,45	1,75

следних. Приведенные цифры, отражая распределение руд по формациям, создают все же искаженное представление о благоприятности их в целом. Для получения более объективной картины целесообразно ввести понятие удельной рудоносности и удельной рудонасыщенности формаций. Первое характеризуется отношением числа рудопроявлений, а второе — отношением запасов к площади распространения формаций (табл. 6).

Таблица 6

Сравнительная характеристика геологических формаций Средней Азии по их рудоносности

Формация	Площадь, занимаемая формацией, % (а)	Количество рудопроявлений, % (б)	Суммарные запасы руд, % (в)	Удельная рудоносность — отношение б:а	Удельная рудонасыщенность — отношение в:а
Сланцевая	49	10	12,1	0,20	0,24
Карбонатная	15	28	4,5	1,86	0,30
Карбонатно-терригенная	12	16	4,9	1,33	0,41
Эффузивная	5	12	7,9	2,40	1,58
Интрузивная	19	13	39,4	0,68	2,07
Контактово-метаморфическая	0,1	21	31,2	210	312

Примечание. Запасы руды показаны в % от общих запасов по Средней Азии.

Сравнивая полученные значения, можно сделать вывод о том, что крупные рудные поля хотя и встречаются во всех формациях, однако вероятность их появления выше всего в контактовой, интрузивной и эффузивной. Из табл. 6 видно также, что наибольшей рудоносностью обладают контактово-метаморфическая и эффузивная формации. Этот вывод весьма интересен в том отношении, что он доказывает важное значение вулканических аппаратов и интрузивных контактов в качестве глубоких рудовыводных каналов.

Сопоставление данных о распределении промышленных эндогенных рудных полей по формациям (см. табл. 3) с данными о средних содержаниях (кларках) соответствующих элементов в породах (табл. 7) приводит к интересному выводу о том, что промышленные месторождения многих элементов локализуются преимущественно в тех формациях, которые характеризуются наименьшими кларками данного элемента. Так, наиболее крупные месторождения золота размещаются в сланцах, ртути и свинца — в карбонатных толщах, меди — в кислых интрузивных породах и т. д. В указанных формациях кларки соответствующих элементов оказываются пониженными.

К аналогичному выводу пришел В. И. Попов (1963), отметивший для месторождений осадочного генезиса, что чем больше склонен элемент концентрироваться в данном типе формаций в рудных (антикларковых) образованиях, тем меньше средний его кларк для данной формации в целом. В процессах эндогенного рудообразования это явление объясняется, по-видимому, тем, что локальные концентрации должны скорее всего возникать в тех формациях, которые менее других способны к рассеянию данного элемента. Факторами рассеяния могут служить особенности минерального состава пород, а также их физические, механические и тектонические свойства, определяющие особенности их деформации при тектонических процессах и формы движения растворов (локальные, рассеянные).

В табл. 8 приводятся данные о распределении рудных месторождений и рудопроявлений по укрупненным зонам по схеме геологиче-

Средние содержания химических элементов в литосфере и главных типах пород с характеристикой распределения промышленных рудных полей Средней Азии

Элемент	Изверженные породы		Осадочные породы			Литосфера в среднем
	Средние (диориты, андезиты)	Кислые (граниты, гранодиориты и др.)	Глины и сланцы	Песчаники	Карбонатные	
Железо	5,85	2,70	3,33	0,99	0,40	4,65
Мышьяк	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Свинец	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Цинк	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
Висмут	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$9 \cdot 10^{-7}$
Медь	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$
Молибден	$9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Вольфрам	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Олово	—	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Ртуть	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Сурьма	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-5}$
Золото	—	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Серебро	$7 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Фтор	$5 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-2}$	—	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-2}$

Примечания. 1. Оконтурены минимальные, а полужирным выделены максимальные значения кларков, которым в данной формации отвечает наибольшее количество рудных полей.

2. Средние содержания химических элементов приводятся из приложения № 2 к „Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений“ (1965).

ского районирования К. Л. Бабаева (1964). Из этой таблицы видно, что выделить элементы, которые могли бы быть приняты как определяющие металлогенический облик каждой зоны в целом, практически невозможно. Почти во всех зонах преобладающее значение имеют свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления. В то же время в каждой зоне на площадях широкого развития пород интрузивной и карбонатной формаций существенную роль играют вольфрамовые и железорудные месторождения. При заметном распространении карбонатной и сланцевой формаций и при слабом проявлении магматизма преобладающими становятся ртутные и сурьмяные месторождения, а при интенсивном магматизме — месторождения золота, железа, олова. Золото и флюорит присутствуют практически во всех зонах. Другими словами, именно эти формации оказывают решающее влияние на металлогенический облик территорий. Характерно, что Р. Д. Гаврилин и Б. И. Злобин (1966), изучавшие металлогеническую специализацию интрузий Северного Тянь-Шаня, приходят к выводу о том, что свинцовая металлогеническая специализация относится в данном случае ко всему герцинскому комплексу, а не к отдельным интрузиям или интрузивным фазам. В данном случае «весь герцинский комплекс» и представляет собой формацию, на которую наложена более молодая минерализация. Поскольку основные формации рудовмещающих пород Средней Азии довольно четко дифференцируются по структурным этажам и ярусам, становится очевидным, что важное значение для оценки перспектив отдельных территорий приобретают характер тектонических дислокаций и глубина эрозийного среза. Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин (1965) отмечают, что структурные этажи и ярусы оказывают непосредственное влияние на условия локализации эндогенного оруденения и определяют многие структурные особенности рудных полей.

Распределение рудопроявлений и месторождений по укрупненным зонам (%)

Зоны (по К. Л. Бабаеву)	Месторождения и рудопроявления												
	Fe	As	Pb, Zn	Bi	Cu	Mo	W	Sn	Hg	Sb	Au	F	Всего
Чуилийская, Заилийская, Кетменская	5,7	—	17,9	—	6,8	2,5	—	3,4	—	—	2,5	2,5	41,3
Талассо-Каратауская, Киргизская, Сусамыр- ская, Кунгейская, Терской-Джумголтау- ская	17,9	0,85	119,9	—	20,4	20,4	9,4	11,0	—	—	12,85	17,9	230,6
Каратауская, Чаткаль- ская, Кураминская, Нарынская	38,3	5,9	147,1	10,2	20,4	12,8	16,1	8,5	11,0	4,3	15,3	51,0	340,9
Сонкульская, Иньльчек- ская, Кызылкумская	5,1	2,5	11,9	—	6,8	0,85	—	8,5	51,0	0,85	0,85	0,85	89,2
Алайская, Ферганская	9,4	8,5	21,2	0,85	5,1	11,9	14,4	0,85	37,3	5,9	5,9	17,0	138,3
Кызылкумская, Нура- тинская	1,7	—	1,7	—	—	—	5,9	—	5,1	—	11,9	—	26,3
Зирабулак-Каратюбин- ская, Туркестанская, Зеравшанская, Гиссар- ская	7,7	5,1	22,8	—	0,85	4,3	28,0	15,3	6,85	2,5	4,3	11,0	108,7
Северо-Памирская, Юж- но-Памирская	1,7	—	6,85	—	5,1	8,5	—	1,7	—	—	0,85	—	24,7
Итого	87,5	22,85	349,35	11,05	65,45	61,25	73,8	49,25	111,25	13,55	54,45	100,25	1000

Примечание. Оконтурены значения, которые можно рассматривать как характеризующие металлогенический профиль зон; полужирным выделено наличие промышленных рудных полей данного элемента

Приведенная краткая характеристика основных рудовмещающих формаций позволяет сделать ряд выводов.

1. Формации рудовмещающих пород характеризуются закономерным размещением в них руд определенного состава: в сланцевой сосредоточены основные запасы золота, в карбонатной и карбонатно-терригенной — ртути, свинца и цинка. Эффузивная и интрузивная формации содержат основную массу руд меди, серебра, меньше свинца и цинка. В породах контактово-метаморфической формации заключены главные запасы свинца, цинка и вольфрама.

2. В целом наиболее низкотемпературные минеральные комплексы оказываются приуроченными к осадочным и в меньшей степени (флюорит) к интрузивным формациям. Далее следуют месторождения в магматических комплексах, а наиболее высокотемпературная минерализация локализуется в контактово-метаморфических формациях. Таким образом, последнюю следует рассматривать как образования, располагающиеся в непосредственной близости к наиболее глубокозаложенным и длительно существовавшим рудовыводным каналам.

3. Сопоставление данных о распределении промышленных эндогенных рудных полей по формациям с их геохимической характеристикой показывает, что месторождения многих элементов локализуются преимущественно в тех формациях, где кларки данного элемента наименьшие. Практическое значение этого вывода заключается в том, что поиски крупных месторождений с богатыми рудами следует проводить в первую очередь в тех формациях, которые больше способствуют концентрации данного элемента.

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА И ЕГО ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ

Рассматриваемый регион представляет собой часть альпийского горного сооружения Средней Азии и расположен на юге Узбекистана. В ранних схемах тектонического районирования Южного Тянь-Шаня А. В. Пейве (1938), В. И. Попова (1939), А. П. Марковского (1937) показана неоднородность его геологического строения. Эта территория как самостоятельная тектоническая структура отнесена к Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне и подразделена на две подзоны. В более поздних тектонических схемах Н. М. Синицына (1957), П. Д. Виноградова и др. (1958), В. Н. Огнева (1959) и Д. П. Резвого (1959) Южно-Гиссарская зона сохранила свою самостоятельность.

Е. Н. Горецкая и Н. К. Морозенко (1962) отмечают приуроченность Южно-Гиссарской подвижной зоны к периферии древнего поднятия и делят ее по отношению к этому поднятию на западный, центральный и северный районы. При этом отмечается, что юго-западные отроги Гиссарского хребта располагаются в пределах древнего поднятия и характеризуются геоантиклинальным режимом. Х. М. Абдуллаев и О. М. Борисов (1964) юго-западные отроги Гиссара рассматривают как часть крупного Каракумо-Таджикского срединного массива, а северные и южные склоны Гиссарского хребта как краевой прогиб Южно-Тяньшаньской геосинклинали и относят эту территорию в Гиссарскую подзону Южного Тянь-Шаня. М. М. Кухтиков (1964) разделил Южно-Гиссарскую зону на семь тектонических зон, пять из которых находятся на рассматриваемой нами площади. В. И. Попов (1964) расчленяет регион на Южно-Тяньшаньскую межъядерную зону и Гиссаро-Дарвазское ядро. В последнем он выделяет Каратегинскую сердцевину, Каратагскую оторочку, Дарвазскую и Гиссарскую окраинные зоны. А. В. Покровский (1963) отмечает двойственность структурно-тектонического строения этой территории. Северную ее часть он отно-

сит в Южно-Гиссарскую зону, а юго-западные отроги Гиссарского хребта — к Гиссарскому срединному массиву. И. А. Кензин (1965), считая регион единой структурно-формационной зоной, выделяет в ней девять подзон, диагонально ориентированных к Южно-Тяньшаньскому геосинклинальному прогибу. Последние представляют собой альпийские горст-антиклинали и совпадают с тектоническими зонами М. М. Кухтикова. Скорее всего, эта схема отражает альпийскую тектоническую структуру региона. Д. А. Рубанов (Алферов и др., 1967), придерживаясь взглядов о разнородном строении региона, выделяет Южно-Гиссарскую зону — южную периферическую часть Алай-Кокшаальской складчатой системы и Байсунский срединный массив.

Большое разнообразие существующих тектонических построений объясняется недостаточной ясностью геологической позиции Южного Узбекистана и отсутствием общепризнанной схемы стратиграфии и магматизма. Автор придерживается схемы последовательности формирования магматических формаций Юго-Западного Гиссара (табл. 9), в которой на основе анализа особенностей стратиграфии, магматизма и металлогении проведено сопоставление Южно-Гиссарской и Байсунской структурно-формационных зон.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ХАРАКТЕРИСТИКА СКЛАДЧАТЫХ И РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

154
Предполагаемая схема тектонического районирования (рис. 2) основывается на новейших материалах многочисленных исследований, включая и личные наблюдения автора по стратиграфии, магматизму и тектоническому строению домезозойских толщ региона. Она охватывает территорию от северных склонов Гиссарского хребта до Сурхандарьинской депрессии и от границы Узбекской ССР с Таджикской ССР на востоке до подножия Яккобагских гор на западе.

Для более достоверного выделения структурных единиц в отложениях палеозоя нами проведен анализ альпийской разрывной и складчатой тектоники. Установлено, что альпийские складки в чехле над палеозойскими глубинными разломами отражают изгиб в плане, поднятие или погружение осей складок, проявление осложняющей веерообразной гофрировки. При пересечении находящихся под мезо-кайнозоем палеозойских крупных разломов альпийскими разрывами последние склонны к проникновению в сторону смещенного блока и образованию опирающихся трещин. В ряде случаев это позволило нам ориентировочно провести глубинные разломы между обнажающимися массивами палеозоя и докембрия под мезо-кайнозойским чехлом.

При выделении складчатых зон в соответствии с методикой, предложенной Н. М. Синицыным (1957), в качестве основных типизирующих признаков мы отмечаем характер геологического разреза, возраст и тип складчатой структуры, последовательность и состав магматических проявлений. Как дополнительные признаки учитывались данные о мощностях и фациальных изменениях осадочных и вулканогенных формаций.

Под структурно-формационной зоной мы подразумеваем ограниченное глубинными разломами или краевыми прогибами крупное геологическое тело, обладающее единством внутренней структуры, однообразием геологического разреза и типичным набором магматических пород, возникших в определенный отрезок времени. Выделяемые структурно-формационные зоны подразделяются на подзоны, которые в свою очередь расчленяются на более мелкие тектонические единицы — тектонические районы.

При районировании Юго-Западного Гиссара мы придерживаемся точки зрения о существенном различии геологического строения и тектонического режима южных склонов Гиссарского хребта и его юго-за-



Схема геологического развития и последовательность формирования осадочных, магматических и рудных формаций Юго-Западного Гиссара
Составлена О. И. Черных с использованием материалов Ф. Р. Бенш, Б. Ф. Василевского, Е. М. Головина, И. М. Исмухамедова, П. Д. Купченко, С. К. Овчинникова, А. В. Покровского, Д. А. Рубанова

Цикл	Этап	Южно-Гиссарская структурно-формационная зона			Байсунская структурно-формационная зона		
		Формации			Формации		
		Вулканогенные и осадочные	Интрузивные	Рудные	Вулканогенные и осадочные	Интрузивные	Рудные
зойский	Поздний		Дайковая диабазово-порфиритовая	Барит-флюорит-полиметаллическая		Дайковая диабазово-порфиритовая	Барит-флюорит-полиметаллическая
		Красноцветная континентальная дацито-липарито-песчаная (P ₂ -T ₁ ?)			Красноцветная континентальная дацито-липарито-песчаная (P ₂ -T ₁ ?)		
			Дайковая граносиенит-сиенитовая (P ₂ ?)	Золото-серебряная Медно-висмутовая		Дайковая граносиенит-сиенитовая (P ₂)	Золото-серебряная Медно-висмутовая Колчеданно-полиметаллическая
			Лейкократовых аляскитовых гранитов (P ₁)	Кварц-касситерит-молибденитовая		Лейкократовых аляскитовых гранитов (P ₁)	Кварц-касситерит-молибденитовая
		Дацито-липаритовая (P ₁)	Гранитовая формация субвулканических интрузий (P ₁ ?)			Гранитовая формация субвулканических интрузий (P ₁)	
					Андезито-диабазовая (P ₁ ?)		
					Молассоидная (C ₃ -P ₁ ?)		

Средний		Батолитовых биотитовых гранитов (C_3)	Скарново-шеелит-молибденитовая Скарново-магнетитовая Редкометалльных пегматитов		Батолитовых биотитовых гранитов	Скарново-шеелит-молибденитовая Скарново-магнетитовая Редкометалльных пегматитов
	Сероцветная морская известняково-глинисто-песчаная ($C_2b_2+m_2$)			Сероцветная морская известняково-глинисто-песчаная ($C_2b_2+m_1$)		
Ранний	Андезито-диабазовая (C_2b_1)	Габбро-диорит-плагиогранитовая (C_2)	Скарново-пирротитовая		Габбро-диорит-плагиогранитовая (C_2)	Скарново-пирротитовая
		Формация субвулканических андезитов-диабазов (C_2b_1)			Формация субвулканических андезитов-диабазов (C_2)	
	Перидотито-габбровая (C_2b_1)	Перидотито-габбровая (C_2b_1)	Асбестовая Хромитовая		Перидотито-габбровая (C_2b_1)	Асбестовая Хромитовая
		Формация субвулканических габбро-диабазов ($C_1p_1+C_1b_1$)	Медно-титаномагнетитовая		Формация субвулканических габбро-диабазов ($C_1p_1+C_2b_1$)	Медно-титаномагнетитовая

Цикл	Этап	Южно-Гиссарская структурно-формационная зона			Байсунская структурно-формационная зона		
		Формации			Формации		
		Вулканогенные и осадочные	Интрузивные	Рудные	Вулканогенные и осадочные	Интрузивные	Рудные
зойский	Ранний	Спилито-диабазовая (C ₁ p ₁ +C ₂ b ₁)		Кремнисто-гематит- марганцевая	Спилито-диабазовая (C ₁ p ₁ +C ₂ b ₁)		Кремнисто-гематит- марганцевая
		Кварц-порфирито- известняково-слан- цевая (C ₁ t ₂ +п ₁)	Формация субвулка- нических порфиров и порфиридов (C ₁)	Серноколчеданная	Кварц-кератофи- ровая (C ₁ t ₂ -п ₁)	Формация субвул- канических порфиров (C ₁)	Серноколчеданная
						Двуслюдяных гра- нитов (D ₃ -C ₁ t ₁ ?)	Кварц-касситерит - вольфрамитовая
	ный	Порфирово-кремни- сто-песчано-сланцевая (D ₃ +C ₁)			Режим срединного массива, осадкона- копления не проис- ходило		
		Кремнисто-извест- няково-доломитовая (D ₁₊₂)					
			Габбро-диорит- гранодиоритовая (S ₂ ?)	?		Габбро-диорит- гранодиоритовая (S ₂ ?)	?

Палео-	Началь	Спилито-кератофи- ровая (S ₂ ?)	?	?	Кварцито-амфибо- лито-гнейсовая (а Сп?)	?	Амфиболитов, тоналитов и гнейсо-гранитов	?
		Известняково-алев- ролитно-глинистая (О+S ₁ ?)						
		Известняково-алев- ролитно-песчаная (Сп?)						
		Кварцито-амфибо- лито-гнейсовая (а Сп?)	?					
Протеро- зойский	?							

падных отрогов. Южные склоны Гиссара мы относим к Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне Алай-Кокшалской системы, а юго-западные отроги — к Байсунской структурно-формационной зоне Юго-Западного Тянь-Шаня. При этом первая зона представляет собой южный краевой прогиб герцинской Южно-Тяньшаньской геосинклинали, а вторая является Байсунским срединным массивом — периферией древней Гиссаро-Дарвазской плиты.

Внутренняя структура системы складчатых сооружений Юго-Западного Гиссара создана тектоническими движениями протерозойского, палеозойского и альпийского циклов. В связи с этим в геологическом разрезе региона выделяются нижний, средний и верхний структурные этажи.

В состав нижнего этажа входят докембрийские гнейсы и кристаллические сланцы, подвергшиеся складчатости в допалеозойское время и метаморфизму в кварцево-амфиболитовой фации. Складчатость проявилась в образовании северо-западных брахиантиклинальных структур, разделенных относительно узкими синклиналиями. Породы метаморфического комплекса преобладают среди обнажающихся до мезозойских толщ в юго-западных отрогах Гиссара; в Гиссарском хребте они имеют незначительное площадное распространение и обнажаются в ядрах крупных антиклиналей.

Палеозойские образования слагают два структурных подэтажа: каледонский и герцинский. К первому, установленному лишь в Южно-Гиссарской зоне, относится толща метаморфизованных пород, сложенная карбонатно-терригенной, спилито-кератофировой, кремнисто-доломитовой и андезито-терригенной формаци-

ями суммарной мощностью не менее 4,5 км. Каледонские структуры в регионе достоверно не установлены, однако о наличии догерцинских образований можно судить по присутствию кембро-девонских магматических образований, наличию ряда несогласий в нижне-среднепалеозой-

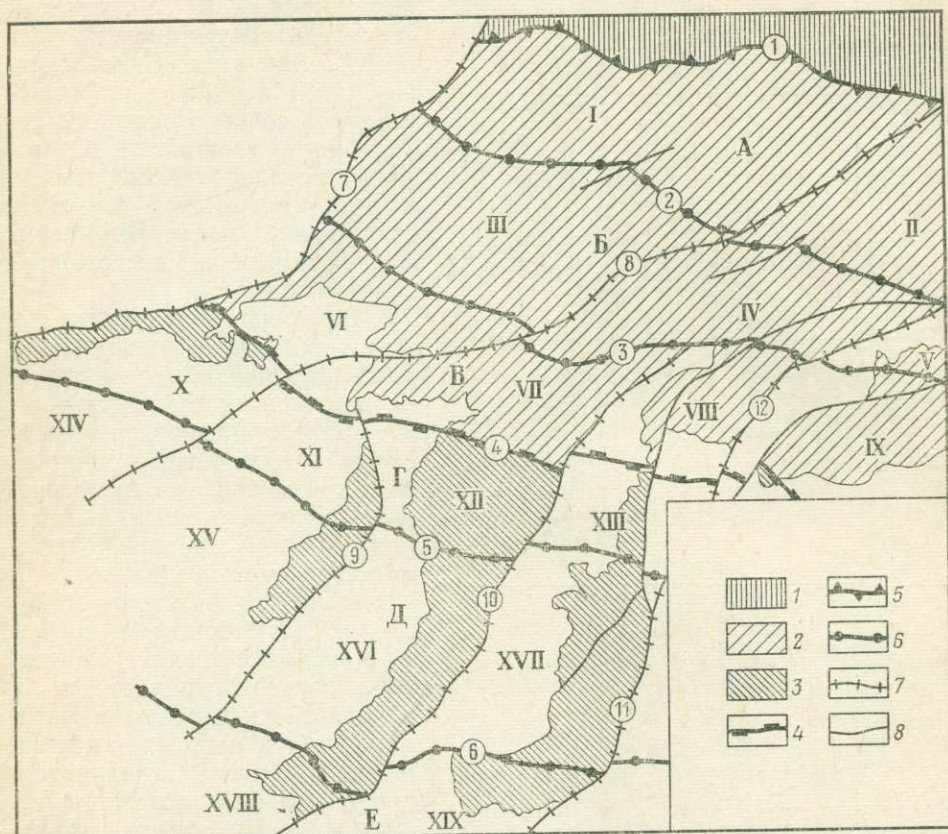


Рис. 2. Схема тектонического районирования западного окончания Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. По О. И. Черных

1 — Зеравшанская структурно-формационная зона; 2 — Южно-Гиссарская структурно-формационная зона — краевой геосинклинальный прогиб Южно-Тяньшаньской геосинклинали (А — Северная подзона — Северо-Гиссарское ранне-среднекарбонное поднятие, Б — Центральная подзона — Центрально-Гиссарский трог, область максимального прогибания с верхнесилурийским и ранне-среднекарбонным базальтовым вулканизмом, В — Южная подзона — Кштуг-Шальхорзский вулканический пояс ранне-среднекарбонного андезит-базальтового вулканизма); 3 — Байсунская структурно-формационная зона — срединный массив — северный периферический выступ Юго-Западного Тянь-Шаня (Гиссаро-Дарвазской плиты) (Г — Северная подзона — окраинная глыба Байсунского срединного массива — Сангардак-Кызылдарьинский вулканический пояс ранне-среднекарбонного липаритового вулканизма, Д — Центральная подзона — Караташское стабильное ядро Байсунского срединного массива, Е — Южная подзона — окраинный прогиб грабен-геосинклинального типа — Вахшивар-Кайракский вулканический пояс ранне-среднекарбонного липарито-базальтоидного вулканизма). Глубинные разломы: 4 — границы складчатых систем; 5 — границы складчатых зон; 6 — границы складчатых подзон; 7 — позднепалеозойские разломы; 8 — альпийские разломы

Разломы (цифры в кружках на схеме): 1 — Зеравшано-Гиссарский, 2 — Центрально-Гиссарский (осевой), 3 — Южно-Гиссарский, 4 — Гиссаро-Байсунский, 5 — Эффузивный, 6 — Ходжирбулакский, 7 — Лянгарский, 8 — Куйдытавак-Тайдалашский, 9 — Чакчарский, 10 — Байсунский, 11 — Сурхантауский, 12 — Кштутский

Тектонические районы: I — Гавасский, II — Верхне-Кштутский, III — Каршиварский, IV — Шатрутский, V — Ходжа-Кинк-Колонский, VI — Кызылдарьинский, VII — Чормагольский, VIII — Чошский, IX — Мацтилинский, X — Яккобагский, XI — Харкушский, XII — Хурсанский, XIII — Мальяндский, XIV — Лянгарский, XV — Чакчарский, XVI — Диймалекский, XVII — Вахшиварский, XVIII — Кайракский, XIX — Южно-Сурхантауский

ских толщах, их интенсивной дислокации и региональному метаморфизму. Ввиду слабой изученности и неясности взаимоотношений между большинством толщ, слагающих каледонский структурный комплекс, его подразделение на структурные ярусы еще преждевременно. Герцинский подэтаж имеет сложное строение. Он подразделяется на девонский, нижнекарбонный, среднекарбонный, средне-верхнекарбон-

вый, верхнекарбонный — нижнепермский и пермо-триасовый структурные ярусы, сложенные закономерными ассоциациями осадочных и магматических формаций, сформировавшихся в раннем, среднем и позднем этапе палеозойского тектоно-магматического цикла.

Магматизм Юго-Западного Гиссара проявлялся неоднократно. Наиболее древними интрузиями являются гнейсо-граниты и плагиограниты протерозоя; среднепалеозойские габбро-диорит-гранодиориты и двуслюдяные граниты развиты в основном в Байсунской зоне. Формирование интрузий перидотито-габбровой и габбро-диорит-плагиогранитовой формаций связано с тектоническими движениями начала позднего палеозоя, а батолитовых биотитовых гранитов — с проявлением главной фазы складчатости в позднем карбоне. Послескладчатые интрузии лейкократовых гранитов, субвулканических порфиров и граносиенитов связаны с активизационными движениями в пермское время. Своеобразная структура региона создана в главную фазу складчатости в позднем палеозое. В отличие от сопредельных северных зон Алай-Кокшаальской складчатой системы в палеозойских отложениях Юго-Западного Гиссара преобладают простые антиклинальные и синклинальные складки, крылья которых осложнены разломами.

В вопросе направления герцинских складчатых структур в регионе существуют три мнения. В. Н. Крестников (1962) и И. А. Кензин (1965) считают, что герцинские структуры этой площади в отличие от смежных областей Тянь-Шаня имеют юго-западное простираие. С. К. Овчинников (1959) отмечает для Южного Гиссара «дугообразный изгиб» палеозойских складок с изменением их ориентировки от северо-западной в Каратегине до юго-западной в Южном Гиссаре. Г. С. Чикрызов (1952) в юго-западных отрогах Гиссара допускает существование широтного простираия складчатых структур главной «среднекарбонной» фазы.

Позднее субширотное простираие складок в этом районе описано С. Я. Лapidусом (1964). Мы считаем, что общее субширотное и северо-западное простираие герцинской складчатости в регионе находится в тесной связи с генеральным направлением Южно-Тяньшаньской геосинклинали и подтверждается субширотной ориентировкой средне-верхнекарбонных гранитоидных массивов. Ундуляция шарниров складок, некоторые расхождения в ориентировке осей рядом расположенных складчатых структур, наблюдаемые в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, объясняются тенденцией складчатых и разрывных структур к облеганию и повторению неровностей конфигурации Байсунской жесткой глыбы.

Разломы рассматриваемой территории можно подразделить на три основные группы:

- 1) ранние доскладчатые крутопадающие разломы субширотного простираия;
- 2) соскладчатые субширотные чешуйчатые разломы типа взбросо-сдвигов с относительно пологими углами падения;
- 3) пучок крутопадающих разломов типа сбросо-сдвигов юго-западного направления.

Основное влияние на формирование структурного плана и своеобразное размещение осадочных, вулканогенных, интрузивных и рудных образований рассматриваемого региона оказали разломы первой группы. Они играли решающую роль в обособлении структурно-формационных зон различного порядка и по ряду характерных признаков являются типичными представителями краевых (Синицын, 1956) или глубинных (Пейве, 1945) разломов, ограничивающих складчатые зоны. Во вторую группу входят соскладчатые сдвиги, взбросы и надвиги, развившиеся на крыльях антиклинальных и синклинальных складок. К третьей группе отнесены позднепалеозойские разломы, возникшие в период

активизации страны и расколовшие консолидированный ороген на диагональные блоки. Эти разломы служили подводящими каналами для вулканов, гипабиссальных порфиров, интрузий аляскитов и граносиенитов, даек и постмагматических проявлений. Их максимальное развитие приурочено к узлам — участкам пересечения субширотных и диагональных разломов.

Таким образом, Юго-Западный Гиссар имеет сложное тектоническое строение, обусловленное пересечением структур субширотного и диагонального северо-восточного направления.

ЮЖНО-ГИССАРСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Южно-Гиссарская структурно-формационная зона территориально совпадает с орографической областью, охватывающей северные и южные склоны Гиссарского хребта и горный массив Мачитли.

От смежной, расположенной севернее Зеравшанской зоны отделяется глубинным разломом, известным под названием Гиссарского (Покровский, 1963), Главного Гиссарского (Кухтиков, 1964), Арало-Гиссарского (Алферов и др., 1967), а с юга, от Байсунского срединного массива, — краевым глубинным разломом Юго-Западного Гиссара (Покровский, 1963). Учитывая структурное положение этих пограничных швов, разделяющих разнородные структурно-формационные зоны, в дальнейшем мы предлагаем именовать первый Гиссаро-Зеравшанским, а второй — Гиссаро-Байсунским глубинными разломами.

В раннем и среднем палеозое рассматриваемая зона представляла окраину Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы. Здесь формировался закономерный ряд осадочных и магматических формаций начального этапа, имеющих черты сходства с одновозрастными формациями Зеравшанской и Туркестанской структурных зон. В дальнейшем территория развивалась как позднепалеозойский краевой прогиб, приуроченный к периферии ранне-среднегерцинского Туркестано-Зеравшанского горного поднятия Южного Тянь-Шаня. Основные вопросы магматизма, стратиграфии и структуры зоны рассмотрены выше.

По совокупности геологических данных в структуре Южно-Гиссарской зоны выделяются три разнородные тектонические структуры:

- 1) Северная подзона — Северо-Гиссарское тектоническое поднятие;
- 2) Центральная подзона — Центрально-Гиссарский трог;
- 3) Южная подзона — Кштут-Шальхозорский вулканический пояс.

Северная подзона — Северо-Гиссарское ранне-среднекарбонное поднятие в намюр-башкирское время было представлено группой широтно ориентированных островов и отмелей изменчивого очертания, где формировались карбонатные (рифогенные), терригенные и кремнистые осадки. С позднебашкирского времени территория являлась геоантиклинальным поднятием, поставляющим терригенный материал для смежных наложенных прогибов.

Согласно существующим представлениям, осевая часть Гиссарского хребта, его северные и южные склоны относятся к Гиссарскому антиклинорию. В его пределах можно выделить две структуры второго порядка: Гиссарскую антиклинальную и Такаунарскую синклинальную зоны. Первая охватывает площадь Гиссарского хребта и его северные склоны, вторая включает южные склоны Гиссара и район сочленения хребта с юго-западными отрогами.

Гиссарская антиклинальная зона территориально соответствует Северной структурно-формационной подзоне Южного Гиссара и представляет собой обширное поднятие, в ядро которого внедрился крупный гранодиоритоидный плутон — Гиссарский батолит. На северо-за-

паде антиклинальное поднятие осложнено Ховатской синклиналию, заполненной визейской вулканогенно-осадочной и верхнекарбоневой толщами. В восточной части ось антиклинальной зоны смещена на юго-запад по Куйды-Тавакскому позднепалеозойскому сбросо-сдвигу, разделившему Северную подзону на два тектонических района — Гавасский и Верхне-Кштутский. Первый из них по отношению ко второму является смещенным с амплитудой не менее 2 км. Тектонические районы характеризуются общностью структур и составов слагающих геологических образований.

Такаунарская синклинали зона включает в себя Кштутскую, Тамшушскую, Такаунарскую синклинали, Шатрутскую и Чормагольскую антиклинали и располагается в пределах Центральной и Южной структурных подзон. Складки имеют субширотное простирание при общем западном погружении. Их крылья асимметричны, южные — более крутые и по ним развиваются осложняющие брахискладки и серии разломов. В целом для синклиналиной зоны характерны глыбовое строение, обилие интрузий и экстрезий, а также максимум мощности разреза верхнепалеозойских пород.

Центральная подзона — Центрально-Гиссарский трог представляет наиболее глубокую часть Южно-Гиссарского краевого геосинклиналиного прогиба. С севера подзона ограничивается Гиссарским осевым глубинным разломом. На всем протяжении этот разлом контролируется удлиненными телами интрузий габбро-диорит-плагиогранитов, биотитовых и лейкократовых гранитов, субвулканическими телами кварцевых и дацитовых порфиров, габбро-диабазов и андезитовых порфиров, датированных от раннего карбона до перми. Это указывает на глубинность и большой возрастной диапазон деятельности разлома. На юге границей подзоны является Южно-Гиссарский глубинный разлом. Характерная черта подзоны — позднесилурийский и ранне-среднекарбоневый базальтовый вулканизм. В пределах Центральной подзоны размещаются Кштутская и Тамшушская синклинали и Шатрутская антиклинальная складки. Наиболее крупной из них является Кштутская синклинали, мульда которой сложена осадками сагдорской свиты, прорванными позднекаменноугольными интрузиями биотитовых гранитов. Складка асимметричная с осложненным северным крылом, которое в западном направлении срезается широтным сбросом. На востоке ось синклинали смещается диагональным разломом в юго-западном направлении на 1—1,5 км. Тамшушская синклинали представлена только пологим (30—40°) северным крылом, упирающимся в Южно-Гиссарский разлом. Фрагменты южного крыла угадываются в породах примыкающей Южной подзоны. Шатрутская антиклиналь устанавливается в осадках нижнего и среднего карбона и силура в течении р. Шатрут. В ядре антиклинали размещаются мелкие интрузивные тела гранодиоритов, гранитов, плагиогранитов, реже лейкократовых гранитов. Южное крыло антиклинали вблизи свода имеет крутые (до обратных) углы падения и осложнено субширотным сдвигом.

Центральная подзона расчленяется Куйды-Тавакским разломом и Кштутской веткой Байсунского разлома на три тектонические блока-ступени, соответствующие Каршиварскому, Шатрутскому и Ходжа-Киик-Колонскому тектоническим районам. Первый характеризуется широким развитием гранитоидных образований, слагающих до 80% всей площади. Второй блок (Шатрутский тектонический район) совпадает с площадью Кштутской синклинали, сложенной вулканогенно-осадочными образованиями силура, андезитовыми порфиритами карбона, терригенной с горизонтами эффузивов толщей сагдорской свиты, интрузивами биотитовых порфировидных гранитов и гранодиоритов верхнекарбонového комплекса. В геологическом строении Восточного блока (Ходжа-Киик-Колонский тектонический район) принимают уча-

стие диабазы, андезитовые порфиры и терригенная толща сагдорской свиты.

Южная подзона — Кштут-Шальхозорский вулканический пояс представляет собой полосу шириной 25—30 км, протягивающуюся параллельно складчатым постройкам Южно-Гиссарской зоны. От Центральной подзоны с севера она отделяется Южно-Гиссарским, а от Байсунского массива — Гиссаро-Байсунским глубинными разломами. Подзона характеризуется интенсивным ранне-среднекарбонным андезито-базальтовым вулканизмом, максимумом разреза развитых здесь вулканогенных, вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ силура — девона.

Основной складчатой структурой подзоны является Чормагольская антиклиналь. Строение антиклинали асимметричное, ее северное крыло круче южного. Ось складки погружается в северо-западном направлении. Антиклиналь осложнена северо-западными разломами позднепалеозойского возраста (Лянгарским, Куйдытавак-Тайдалашским, Байсунским, Кштутским), которые в сочетании с крайними ограничивают тектонические блоки, соответствующие Кызылдарьинскому, Чормагольскому, Чошскому и Мачитлинскому тектоническим районам. Первый из них является опущенным, а второй и третий взброшенными. Причем наиболее поднятым оказался Чошский тектонический блок, что, возможно, указывает на вертикальное движение в условиях всестороннего сжатия. Кызылдарьинский тектонический блок сложен вулканогенно-осадочной толщей зойской свиты, прорванной группой крупных субвулканических тел кварцевых порфиров визе-намюрского возраста. В опущенном Чормагольском блоке наряду с силур-девонскими осадками сохранились вулканогенные толщи нижнего и среднего карбона. Широко развиты ветвистые тела гранитоидных интрузий позднекарбонного возраста и субвулканических образований перми. Чошский тектонический район сложен метаморфической толщей докембрия, прорванной порфиоровидными биотитовыми и аплитовыми гранитами верхнекарбонного комплекса. Мачитлинский тектонический блок структурно представляет собой антиклинальную складку, в ядро которой внедрен массив гранитоидов. Южное крыло сложено кембро-девонской терригенно-карбонатной и визе-башкирской вулканогенной толщами. Северное крыло складки ступенчато взброшено и эродировано.

БАЙСУНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Рассматриваемая зона совместно с располагающимися восточнее Каратегинским и Дарвазским срединными массивами, по-видимому, первоначально составляли единую раннекаледонскую орогеническую область Юго-Западного Тянь-Шаня. В раннем палеозое она расчленилась на отдельные тектонические плиты, которые позднее в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня выступали самостоятельными массивами.

В современном эрозионном срезе Байсунский массив обнажается из-под мезо-кайнозойских пород на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта в ядрах размывших альпийских антиклиналей. От Южно-Гиссарской зоны массив на севере ограничивается Гиссаро-Байсунским глубинным разломом; южная его граница, возможно, совпадает с намеченной И. Е. Губиным границей передовой зоны Тянь-Шаня. Отчленение массива от Гиссаро-Дарвазской плиты на востоке устанавливается по геофизическим данным под толщей мезо-кайнозойских пород в Сурхандарьинской котловине; место его окончания на западе остается неясным. В этих границах массив совпадает с древним Караташским поднятием (Попов, 1939), Гиссарским срединным мас-

сивом (Покровский, 1963) и Байсунским срединным массивом (Виноградов, 1964). Он несколько меньше Южно-Таджикского срединного массива (Крестников, 1962), еще меньше Гиссарского срединного массива (Абдуллаев, Борисов, 1964) и Гиссаро-Дарвазского ядра (Попов, 1964).

Байсунский срединный массив является типичным представителем подобных структурных областей и характеризуется свойственным им отчетливо выраженным двучленным строением. Его кристаллический фундамент сложен глубоко метаморфизованными породами кварцито-амфиболито-гнейсовой формации, прорванными интрузиями позднего протерозоя и среднего палеозоя, и представляет собой глубоко эродированное каледонское складчатое сооружение с геоантиклинальным режимом до позднего девона. Маломощный палеозойский чехол срединного массива, возникший в период его герцинской активизации, представлен нижнекаменноугольными и верхнепалеозойскими вулканогенными и осадочными формациями, прорванными небольшими интрузиями герцинских гранитоидов. Они объединяются в ниже-среднекарбонный, средне-верхнекарбонный, верхнекарбонный — нижнепермский и верхнепермский — нижнетриасовый структурные ярусы, по границам совпадающие с соответствующими в смежной Южно-Гиссарской зоне. Однако нижнекаменноугольные карбонатно-терригенные толщи здесь замещаются кварцево-кератофировой формацией (зойская и вахшиварская свиты), а спилито-диабазовая формация (ходжирбулакская свита) встречается в сокращенных разрезах. Андезито-диабазовая формация (свита андезитовых порфиритов) достоверно не установлена, осадочные толщи среднего карбона имеют существенно терригенный характер. Гранитоиды верхнего палеозоя тяготеют к периферической части зоны и локализуются в виде небольших массивов вблизи глубинных разломов. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации в общем дифференцированы, имеют сокращенные разрезы с наличием внутриформационных незначительных перерывов, не выходящих за пределы площади распространения формации. Это указывает на формирование их в условиях неустойчивого тектонического режима.

Анализ фациальной изменчивости и особенностей размещения магматических и осадочных формаций в структурно-формационной зоне убедительно показывает неоднородность ее внутреннего строения. Эти данные позволили подразделить Байсунскую структурно-формационную зону на три подзоны — Северную, Центральную и Южную, — которые в свою очередь расчленяются на тектонические районы.

В структурном плане срединный массив представляет собой субширотно ориентированный Караташский стабильный блок (ядро) с геоантиклинальным режимом развития, обрамленный Сангардак-Кызылдарьинским и Вахшивар-Кайракским вулканическими поясами (северный и южный наложенные прогибы).

Центральная подзона — Караташский стабильный блок в древней структуре Байсунского массива занимает его центральную часть. Он оконтурирован вдоль южной периферии Ходжирбулакским, а с севера Эффузивным глубинными разломами и представляет стабильное ядро срединного массива с устойчивым геоантиклинальным режимом от раннего до верхнего палеозоя. Караташский блок разбит системой взаимопересекающихся субширотных и диагональных разломов на ряд наклонных уступов, соответствующих выделяемому Чакчарскому, Дий-малекскому и Вахшиварскому тектоническим районам. Геологическое строение перекрытого мезозоем Лянгарского тектонического района остается неясным.

Вахшиварский тектонический район является крайним восточным выступом ядра срединного массива. С севера, от Маляндского блока, он ограничивается Эффузивным разломом; южной границей является

Ходжирбулакский глубинный разлом. На востоке, от западных окраин Сурхандарьинской котловины, блок отделяется Сурхантауским сбросо-сдвигом; западной его границей является Байсунский разлом. Район сложен мигматизированными парагнейсами и кристаллическими сланцами докембрия (?), прорванными интрузией двуслюдяных гранитов среднего палеозоя. По его окраинам в ряде понижений, обусловленных ступенчатыми смещениями, по разрывам главной зоны Эффузивного и Ходжирбулакского разломов залегают маломощные отложения нижнего и среднего карбона, представленные кварцево-кератофировой, спилито-диабазовой и карбонатно-терригенной формациями. Метаморфические породы смяты в крупную антиклинальную складку догерцинского тектогенеза. План этой складки осложнен и сильно затушеван. Однако здесь, как и в сопредельных Диймалекском и Чакчарском блоках, улавливается ее общее северо-западное, почти субширотное простирание.

Диймалекский тектонический район занимает центральное положение в подзоне. Здесь обнажаются наиболее древние толщи метаморфического комплекса. В верховьях р. Айлянгар эти породы смяты в крупную, относительно пологую антиклинальную складку с протерозойскими (?) тоналитами и ортогнейсами в ядре. В северной части района к зоне Эффузивного разлома приурочены Ширтский, Аксуйский и ряд более мелких субвулканов кварцевых и дацитовых порфиров раннекарбонного и раннепермского возраста. На юге, вблизи Ходжирбулакского разлома, размещается Гуматагский массив гранитов.

Чакчарский тектонический район является крайней западной ступенью Центральной подзоны. На севере по линии сая Тортмоглы от смежного Харкушского тектонического блока он отделяется Эффузивным разломом. На востоке его границей является Чакчарский сбросо-сдвиг; южная и западная границы могут быть проведены предположительно под чехлом мезо-кайнозоя. Обнажающаяся площадь района сложена гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами докембрия (?), прорванными интрузиями кварцевых диоритов и гранодиоритов среднего палеозоя. В северной части параллельно Эффузивному разлому местные приразломные депрессии докарбонного фундамента выполнены вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами зойской и вахшиварской свит. К зоне разлома приурочен ряд трещинных субвулканических тел кислого состава. В пределах района в толще метаморфических пород в субширотном направлении прослеживается крупная Караташская антиклинальная складка, совмещающаяся с ранее упомянутой при описании Диймалекского и Вахшиварского районов антиклиналью.

Северная подзона — Сангардак-Кызылдарьинский вулканический пояс представляет собой отколовшуюся окраинную глыбу Байсунского срединного массива, переработанную герцинскими движениями. На территории юго-западных отрогов Гиссара подзона охватывает северо-западную часть Яккобагских, Чакчарских, Байсунских и Сурхантауских гор. С севера от Южно-Гиссарской зоны она отделяется Гиссаро-Байсунским глубинным разломом, на юге от Караташского стабильного блока — Эффузивным разломом. Последний в пределах обнажающихся домезозойских образований контролирует Ширтский, Аксуйский, Карсанский, Харкушский интрузивы и ряд других более мелких субвулканических интрузий порфиров, андезитовых порфиритов и габбро-диабазов. Рассматриваемая подзона от смежных подзон отличается широким развитием в нижнекарбонных вулканогенно-осадочных толщах лавовых потоков и пирокластических горизонтов кислого состава и их максимальной мощностью. В структурном отношении подзона представляет Сангардакскую грабен-синклинальную складку, осложненную более мелкими Харкушской, Аксуйской, Хандизинской антиклиналями.

Как основная структура, так и осложняющие ее складки асимметричны, чаще с более крутыми северными крыльями. Герцинские структуры складчатого типа в подзоне являются типичными представителями складок, развивающихся в условиях стесненной обстановки при наличии жесткого кристаллического основания. Устанавливается определенная зависимость крутизны крыльев складок от их размещения по отношению к жесткому ядру. Асимметричные складки с более крутыми крыльями, осложненными субсогласными сдвигами и разрывами с проявлением внутренней дисгармоничности, размещаются по южной периферии подзоны. В центральной части подзоны складчатость более спокойная.

По Эффузивному и Гиссаро-Байсунскому глубинным разломам и верхнепалеозойским диагональным разрывам подзона ступенчато расчленяется на четыре тектонических блока, соответствующих Яккобагскому, Харкушскому, Хурсанскому и Маляндскому тектоническим районам. Ось системы ступенчатых блоков погружается в северо-западном направлении. Значительная часть площади первого и второго блоков перекрыта мезо-кайнозойем. Скудные сведения о палеозойской структуре, полученные по отдельным участкам районов, не дают полного представления об их внутренней структуре.

Хурсанский тектонический район сложен гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия (?) и эффузивно-осадочными толщами нижнего и среднего карбона. В разрезе вахшиварской свиты с севера на юг устанавливается резкое увеличение мощности покровных эффузивов и насыщенность их пирокластикой. Сагдорская свита в этом районе имеет максимальную для всего региона мощность и характеризуется преобладанием терригенного материала. Наиболее крупной пликативной структурой района является Такуйнарская грабен-синклиналь, осложненная вблизи глубинных разломов складчатостью низших порядков. Ось складки проходит севернее горы Хурсантаг и имеет общее западное погружение.

Маляндский тектонический район в системе блоков Северной подзоны представляет собой крайнюю восточную, наиболее возвышающуюся ступень. Внутренняя структура района мелкоблоковая. От смежных районов он отделяется Эффузивным, Гиссаро-Байсунским, Сурхантауским и Байсунским разломами. Блок сложен парагнейсами и кристаллическими сланцами докембрия (?) и существенно вулканогенной толщей нижнего карбона. В составе последней зойская свита крайне незначительно распространена и севернее р. Гуруд не встречается. В структурном плане тектонический блок приурочен к северному крылу Ходжахарканской грабен-синклинали, осложненной брахискладчатостью (Хандизинская и Гурудская антиклинали). По его периферии в зоне Эффузивного разлома локализуется ряд вулканических центров, экструзивных куполов и субвулканических тел порфиров, андезитовых порфиритов и габброидов. На севере, в зоне Гиссаро-Байсунского разлома, размещается Маляндский массив пермских лейкократовых гранитов.

Южная подзона — Вахшивар-Кайракский вулканический пояс в геологическом строении и структурной позиции имеет много общих черт с ранее описанным Северным вулканическим поясом. Подзона подразделяется на два тектонических района: Южно-Сурхантауский и Кайракский. Первый из них характеризуется широким развитием вулканогенных образований кварцево-кератофировой и спилито-диабазовой формаций нижнего карбона и наличием группы крупных тел субвулканических кварцевых порфиров раннекарбонного и пермского возраста. Кайракский район в конце позднего палеозоя представлял собой наложенный прогиб, где локально отлагались молассоиды алячпанской свиты и эффузивы андезит-диабазовой формации.

В конце позднего палеозоя, претерпев дополнительную консолидацию при завершении герцинской складчатости, рассматриваемая площадь превратилась в молодую платформу, вновь активизировавшуюся в мезо-кайнозойское время.

В заключение коснемся вопроса распределения рудных проявлений в палеозойской структуре региона.

Б. Ф. Василевский (1963) в Южном Гиссаре и его юго-западных отрогах выделяет два металлогенических района («металлогенические пояса»): редкометальный и полиметаллический. В соответствии с проведенным нами тектоническим районированием следует отметить, что первый территориально соответствует Южно-Гиссарской, а второй — Байсунской структурно-формационным зонам. В Южно-Гиссарском редкометальном поясе в Северной подзоне в гранитоидах Гиссарского плутона и породах кровли локализованы редкометальные пегматиты и рудопроявления скарново-молибденитовой формации. Центральная подзона эндогенными рудопроявлениями бедна. Здесь встречаются проявления редкометальных пегматитов и кварц-касситерит-молибденитовой формации. В Южной подзоне, в ультрабазитах зоны Гиссаро-Байсунского глубинного разлома локализованы магматогенные рудопроявления медно-титаномагнетитовой, хромитовой и асбестовой формаций. В эндо- и экзоконтактах интрузий биотитовых гранитов размещаются проявления скарново-магнетитовой, скарново-шеелит-молибденитовой, скарново-пирротиновой и кварц-касситерит-молибденитовой формаций. К субвулканическим телам кварцевых порфиров перми приурочены проявления золото-серебряной минерализации.

Месторождения и ряд рудопоявлений колчеданно-полиметаллической формации составляют характерную черту металлогении Байсунской структурно-формационной зоны. В Сангардак-Кызылдарьинском вулканическом поясе они образуют вдоль Эффузивного разлома протяженную рудоносную зону. По периферии Караташского стабильного блока в интрузиях двуслюдяных гранитов размещаются мелкие проявления кварц-касситерит-вольфрамитовой формации и гранатовых крупнокристаллических пегматитов. В Вахшивар-Кайракском вулканогенном поясе в зоне Ходжирбулакского глубинного разлома к небольшим телам серпентинитов и габбро-пироксенитов приурочены рудопоявления медно-титаномагнетитовой, хромитовой и асбестовой формаций. Самые поздние низкотемпературные проявления барит-флюорит-полиметаллической формации не образуют самостоятельных рудных полей и встречаются повсеместно.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В ХАНДИЗИНСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОГО ПОЛЯ

Рассматриваемая площадь располагается в северной части гор Сурхантау, являющихся ветвью юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В схеме металлогенического районирования Е. Д. Карповой (1959) она размещается в западной части зоны полиметаллических месторождений Южно-Гиссарской металлогенической подзоны Южного Тянь-Шаня. Эта площадь характеризуется распространением колчеданно-полиметаллического оруденения, сформировавшегося в конце герцинской металлогенической эпохи.

В палеозойской структуре Южного Тянь-Шаня описываемый район располагается на северном фланге Вахшиварского тектонического района Байсунской структурно-формационной зоны, вблизи стыка двух ее подзон — Северной (окраинный прогиб) и Центральной (стабильное ядро срединного массива). Он приурочен к юго-западному крылу Ход-

жа-Харканской грабен-синклинали в месте ее сочленения с крупной Обинаурусской антиклиналью. С севера, востока и юго-запада рудное поле ограничивается дизъюнктивными нарушениями (рис. 3). Площадь сложена толщами терригенных, эффузивно-осадочных и метаморфических пород докембрийского и палеозойского структурных этажей, перекрытых терригенными отложениями мезозоя.

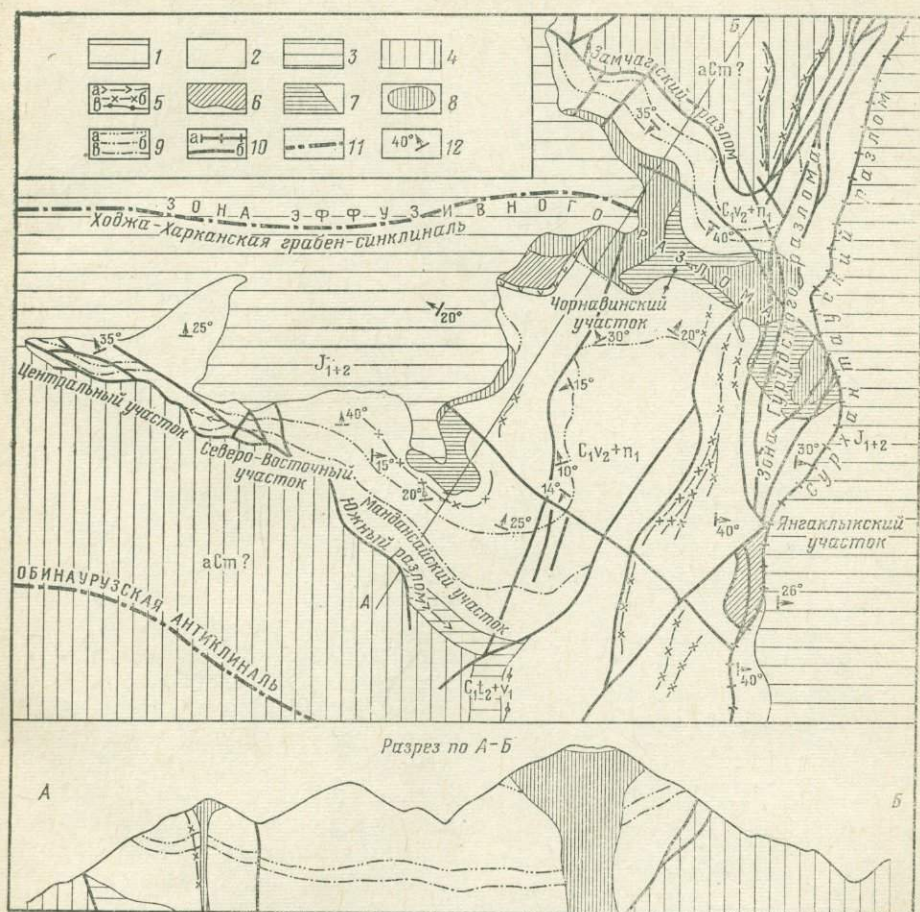


Рис. 3. Структурная схема Хандизинского рудного поля

1 — отложения юры (J_{1+2}); 2 — эффузивно-осадочная толща каратагской свиты ($C_1 v_2 + n_1$); 3 — эффузивно-осадочная толща зойской свиты ($C_1 t_2 + v_1$); 4 — гнейсы и кристаллические сланцы докембрия (аСт?); 5 — дайки кварцевых порфиров (а), гранит-порфиров (б), диабазовых порфиров (в); 6 — субвулканические тела кислого состава; 7 — субвулканические тела среднего состава; 8 — субвулканические тела основного состава; 9 — рудомещающие горизонты — верхний (а), средний (б), нижний (в); 10 — разломы альпийские (а), герцидские (б); 11 — оси плитчатых структур (герцидских); 12 — элементы падения рудоносных горизонтов

Нижний, докембрийский, структурный этаж сложен интенсивно дислоцированными породами метаморфической формации (кристаллическими сланцами и гнейсами) мощностью не менее 4,5 км. Характерной особенностью толщи является высокая пластичность, обусловленная, во-первых, широким развитием в них слюдястых сланцев и гнейсов, а во-вторых, интенсивным рассланцеванием.

Средний этаж — палеозойский представлен сложной по литологическому составу вулканогенно-осадочной толщей нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы) общей мощностью более 2,5 км. Турнейский ярус (зойская свита) сложен аргиллитами, алевролитами с прослоями пирокластов и лав кислого и среднего состава и распространен

лишь на юго-восточном фланге площади. Каратагская свита объединяет толщу эффузивно-осадочных пород: лавы, пирокласты и туфы кислого состава, известняки, песчаники и конгломераты средневизейского — раннеамурского возраста.

О. И. Черных, А. В. Головченко и Ю. С. Храмов в пределах рудного поля подразделяют ее на нижнюю и верхнюю подсвиты (рис. 4). В нижней подсвите они выделяют базальный, песчано-сланцевый, известняковый, вулканогенно-осадочный, кремнистых известняков и сланцевый горизонты. В верхней подсвите выделяются горизонты конгломератово-алевролитовый, битуминозных известняков, бурых туфов и синезеленых туфов.

Верхний структурный этаж — мезозойский — сложен гравелитами, алевролитами, песчаниками и известняками юрского возраста, залегающими на подстилающих докембрийских и палеозойских образованиях с резким угловым несогласием.

Интрузивные породы в пределах рудного поля представлены верхнепалеозойскими дайками кварцевых диоритов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, альбитофиров, диорит-порфиров, сиенит- и диорит-порфиров и диабазовых порфиров. Последовательность образования даек в общем соответствует порядку их перечисления. Кроме даек на площади рудного поля широко распространены кварцевые порфиры, андезитовые порфириты и габбро-диабазы, слагающие экстрезивные и субвулканические тела ранне- и среднекарбоновых и пермских палеовулканических построек, приуроченных к крупному Эффузивному разлому. Наиболее древние субвулканические тела переходят в покровные образования того же состава.

Структура рудного поля представляет собой сочетание докембрийских, герцинских и альпийских складчатых и дизъюнктивных нарушений. Докембрийские элементы затушеваны позднейшими тектоническими процессами и распознаются с большим трудом. К ним относятся мелкие, нередко изоклинные складки в докембрийских сланцах и гнейсах с преобладающим субширотным простиранием осей. Породы палеозоя слагают Ходжа-Харканскую грабен-синклираль, юго-восточное крыло которой в месте сочленения с Обинаурусской антикли-

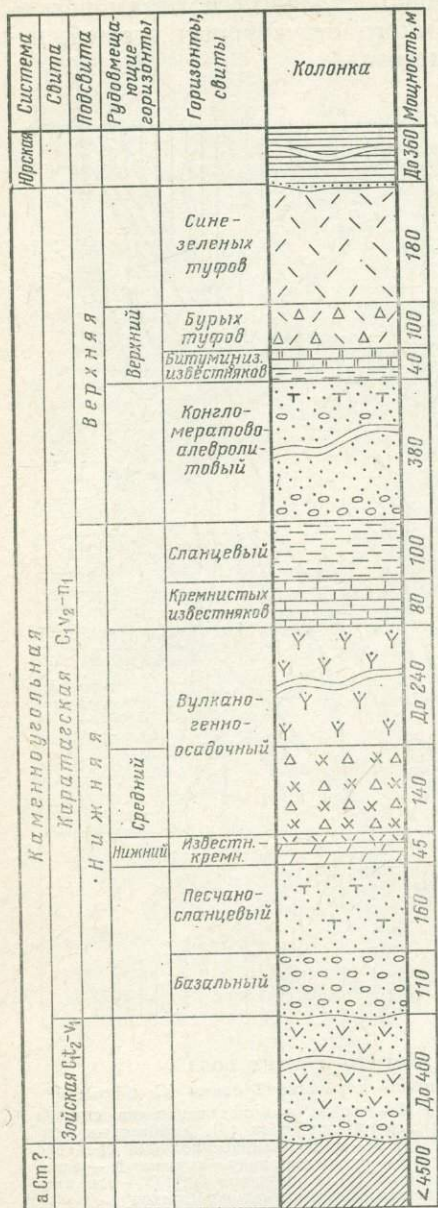


Рис. 4. Стратиграфическая колонка палеозойских отложений Хандзинского рудного поля. Составлена О. И. Черных по материалам О. И. Черных, А. В. Головченко, Ю. С. Храмова

ческими процессами и распознаются с большим трудом. К ним относятся мелкие, нередко изоклинные складки в докембрийских сланцах и гнейсах с преобладающим субширотным простиранием осей. Породы палеозоя слагают Ходжа-Харканскую грабен-синклираль, юго-восточное крыло которой в месте сочленения с Обинаурусской антикли-

налью осложнено Хандизинской и Гурудской брахиантиклиналями и рядом других более мелких складок. Наиболее крупной альпийской складчатой структурой является Сурхантауская антиклиналь северо-восточного простирания. Ее западное крыло полого погружается на запад, а восточное срезано меридиональным альпийским разломом и опущено на 500—600 м.

Разрывная тектоника представлена многочисленными разломами и крупными трещинами, среди которых, с учетом данных З. М. Мурадова (1965), можно выделить четыре системы: 1) сдвиги широтного и северо-западного простирания, субогласные с вмещающими породами; 2) диагональные сбросо-сдвиги северо-западного простирания и крутого падения; 3) сдвиги-сбросы северо-восточного простирания вертикального падения; 4) меридиональные сбросы. Наиболее важной из разрывных структур рудного поля является Эффузивный разлом, выделенный нами в 1966 г. в результате анализа геологических данных. Разлом прослеживается в центральной части рудного поля вдоль оси Ходжа-Харқанской синклинали в виде мощной тектонической зоны сколовых нарушений субширотного простирания. В ней размещаются нейки габбро-диабазов и экструзивные тела кварцевых порфиров. Наличие интрузивных тел основного состава указывает на весьма глубокое заложение разлома. Северный блок по разлому приподнят в доюрское время на 400—500 м.

Не менее важен другой крупный разлом — Гурудский. Он расположен в восточной половине поля и вытягивается вдоль оси Сурхантауской антиклинали. Разлом имеет меридиональное простирание и представлен системой крупных сколов и отрывов. Последние нередко заполнены дайками порфировидных гранитов, диабазов и диабазовых порфиритов. Разлом образует зону со сложным геологическим строением шириной до 1 км. Восточный блок опущен по сбросу не менее чем на 500 м. Гурудский разлом был заложен в палеозое, но в альпийское время интенсивно обновлялся; по отношению к Эффузивному, а также другим широтным и диагональным разломам он является более молодым.

На площади рудного поля преобладают разломы с одноосевой поверхностью, сопровождающиеся зонами расщепления и дробления пород и часто гипогенной минерализацией. Морфологически они представляют собой слабо волнистые поверхности, указывающие на их сколовую природу. Отрывы развиты обычно в виде трещин оперения с кварцевым или карбонатным заполнением.

Рудовмещающая вулканогенно-осадочная толща палеозоя затронута интенсивным послемагматическим метаморфизмом. Наиболее распространены окремнение, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация и карбонатизация. Окремнение образует широкий ореол, прослеживающийся в широтном направлении. Оно затрагивает все породы толщи, но интенсивность изменения зависит от литологического состава горизонтов. Лучше всего кремнеземом замещаются песчаники, конгломераты и другие породы крупнозернистого сложения. Степень окремнения несколько возрастает вдоль осей мелких складок и в направлении к Эффузивному разлому. Серицитизация проявляется главным образом вдоль секущих нарушений. Она образует осветленные зоны шириной в несколько десятков метров. Карбонатизация, обычно в виде карбонатных прожилков, развита преимущественно в породах, перекрывающих горизонты известняков. Эпидотизация распространена вблизи Эффузивного разлома, но интенсивность ее быстро убывает по удалении от него. Эпидотизации подвергнуты как интрузивные породы основного состава (габбро-диабазы), так и породы эффузивно-осадочной толщи палеозоя. Она представлена в различных формах: преобладает метасоматическое замещение отдельных минералов, но наряду с этим присут-

ствуют многочисленные кварц-эпидотовые прожилки. Условия проявления хлоритизации еще недостаточно ясны. Таким образом, устанавливается несомненная температурная зональность в изменениях пород относительно Эффузивного разлома: вблизи него наблюдаются эпидотизация, затем интенсивное окремнение и серицитизация; в удалении породы метаморфизованы слабо.

П. В. Панкратьев (1963) делит рудный процесс на два этапа минералообразования. Первый этап включает три стадии: предрудного изменения вмещающих пород, серноколчеданную и первую полиметаллическую. Ко второму этапу относятся вторая полиметаллическая и кварц-карбонатная стадии. Основная масса рудной минерализации сформирована в серноколчеданную и первую полиметаллическую стадии. Несколько иную схему разработал Б. Ф. Василевский (1963). Он выделяет предрудную, первую и вторую полиметаллические стадии рудного процесса, считая при этом, что оруденение сформировалось после внедрения пермских даек кислого состава.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

В пределах рассматриваемой площади выделяются две рудоносные зоны: Хандиза-Чорнавинская на западе и Янгаклыкская на востоке. К первой приурочены Хандизинское, Чорнавинское и Верхнегурудское рудопроявления. Здесь минерализация образует субсогласные залежи, которые, подчиняясь элементам залегания вмещающих пород, падают к оси синклинали, в сторону Эффузивного разлома. Вследствие влияния резко расчлененного и глубоко врезанного рельефа эта зона в плане образует полукольцевой выход, обращенный выпуклой частью на юго-восток.

Янгаклыкская рудоносная зона имеет меридиональное простирание и контролируется Гурудским разломом. В этой зоне размещаются полиметаллическое рудопроявление Нижний Гуруд и Янгаклыкская группа рудопроявлений арсенопирита, колчеданов, полиметаллов и золота.

В стратиграфическом разрезе каратагской свиты оруденение локализуется в трех горизонтах различного литологического состава. Нижний горизонт располагается в нижней части нижней подсвиты и имеет известняково-кремнистый состав. К нему приурочена Северная зона Центрального, Южная зона Северо-Восточного и Нижняя зона Майдансайского участков Хандизинского рудопроявления. Средний горизонт приурочен к пачке вулканогенно-осадочных пород нижней подсвиты. В нем располагаются Верхняя зона Центрального, Чинарсайская зона Северо-Восточного участков Хандизинского и Левобережная зона Чорнавинского рудопроявлений. Верхний горизонт представлен вулканогенными породами верхней подсвиты, в которых размещаются Правобережная зона Чорнавинского рудопроявления, Верхнегурудское и Янгаклыкская группа рудопроявлений.

Полиметаллическое оруденение в горизонтах имеет как согласные, так и секущие формы залегания, но в целом образует рудоносные залежи согласного типа. По вещественному составу выделяются руды полиметаллические, колчеданные и медноколчеданные с массивными и прожилково-вкрапленными текстурами. Массивные колчеданные руды имеют главным образом метасоматическое происхождение и приурочиваются к известнякам. Прожилково-вкрапленные текстуры полиметаллических руд характерны для вулканогенных пород, что указывает на большую роль дробления в подготовке условий, благоприятных для рудоотложения.

В размещении полиметаллического оруденения велика роль литологического фактора. Так, в песчаниках оруденение практически от-

сутствует. В карбонатных породах локализуются колчеданно-полиметаллические руды с преобладанием галенита, вблизи контакта известняков и подстилающих их известковистых песчаников размещаются существенно колчеданные — пиритовые руды. В кремнистых туфоаргиллитах, превращенных в микрокварциты, размещаются тонковкрапленные галенит-сфалеритовые с пиритом руды. Наиболее богатые сфалерит-галенит-пирит-халькопиритовые руды локализуются в среднеобломочных туфах кварцевых порфиров вулканогенно-осадочного горизонта. В вертикальном разрезе расстояние между нижним и средним рудоносными горизонтами составляет 100—250 м, между средним и верхним 250—400 м. В перечисленных горизонтах намечается определенная вертикальная зональность рудной минерализации. В нижнем локализуется преимущественно колчеданное оруденение, в среднем — полиметаллическое с преобладанием цинка, а в верхнем — полиметаллическое с блеклыми рудами и с большим количеством меди. Наблюдаемое изменение состава минеральных комплексов свидетельствует о снижении температуры их формирования как вверх по разрезу, так и по расстоянию рудовмещающих горизонтов, по мере удаления от Эффузивного разлома.

Таким образом, отчетливо устанавливаются два фактора зональности в размещении гипогенной минерализации: с одной стороны, влияние избирательного замещения минерализацией пород благоприятного состава, с другой — проявление первичной (физико-химической) зональности, моделированной зоной Эффузивного разлома как главной рудовыводящей структуры рудного поля. На примере Центрального участка Хандизинского, а также Правобережного и Левобережного участков Чорнавинского рудопроявлений видно, что интенсивность оруденения возрастает по направлению к этому разлому. Поэтому Эффузивный разлом является также и основной рудоконтролирующей структурой.

Н. И. Крылов и др., а в дальнейшем и З. М. Мурадов (1965) считают, что наиболее благоприятными для локализации оруденения являются крылья мелких антиклинальных складок. Анализ геологоразведочного материала по Центральному участку убедительно показывает, что наиболее богатые руды локализуются в мелких синклинальных прогибах при умеренных углах падения осей и крыльев. Крутые падения пород оказываются неблагоприятными.

Очевидно, формирование оруденения происходило преимущественно при циркуляции растворов вдоль рудовмещающих горизонтов. Важную роль играло также экранирование. Благодаря многократному переслаиванию пачек хрупких и пластичных пород оруденение размещается многоэтажно, образуя несколько сближенных залежей.

В сохранившемся стратиграфическом разрезе вблизи зоны Эффузивного разлома (см. рис. 3, разрез) нижняя граница оруденения располагается на глубине около 1500 м, а верхняя — около 500 м от поверхности. Верхняя часть разреза отсутствует, однако можно предполагать, что она составляла не менее 500 м. Это дает основание считать, что локализация оруденения происходила в пределах глубин от 1000 до 2000 м. На значительную глубину отложения руд указывает также резкое преобладание (в 3,5—4 раза) цинка над свинцом.

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что Хандизинское рудное поле относится к своеобразному структурному типу, когда оруденение локализуется в синклинальном прогибе, осложненном крупным глубоководным разломом. Примеры аналогичных месторождений в Средней Азии до сих пор отсутствовали. Это обусловлено отчасти тем, что рудовмещающие синклинальные структуры значительно слабее вскрыты эрозией, чем антиклинальные. Фактическое их распростра-

нение может быть значительно шире, что имеет важное значение для Южного Узбекистана. Поскольку значительная часть герцинских структур перекрыта чехлом мезо-кайнозойских отложений, при выявлении благоприятных для локализации полиметаллического оруденения структур большое значение приобретают геофизические методы исследования и глубокое поисково-структурное бурение.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ СКЛАДЧАТЫХ ТОЛЩ ПО ЗНАЧЕНИЯМ СРЕДНИХ УГЛОВ ПАДЕНИЯ

Проблема количественной оценки интенсивности тектонических явлений разного характера и порядка имеет важное теоретическое и прикладное значение, в особенности для обоснования прогноза эндогенных рудных месторождений. Рассматриваемая ниже методика основана на массовом учете достоверных единичных углов падения, замеренных в осадочных и вулканогенных отложениях разной степени дислоцированности и метаморфизма. Условие достоверности замеров углов падения и ее оценка приводятся в работе А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1954).

Частный средний угол падения определяется как среднее арифметическое всех замеров, учтенных при геологических исследованиях достоверных углов падения одной толщи или свиты в пределах ограниченного выхода или тектонического блока. Осредненная величина частных средних углов падения для всех выходов является генеральным средним углом падения этих отложений в районе. Разность средних углов падения двух несогласно залегающих толщ (структурных этажей, ярусов) называется нами частным или генеральным градиентом складчатости.

Разработке методов количественной оценки тектонических явлений и процессов посвящено много работ. Е. И. Паталаха (1967) оценивает полную деформированность складчатых толщ на основе учета двух типов компонентов деформации — внешних (складчатые и дизъюнктивные) и внутренних (региональный и локальный динамометаморфизм). В качестве математического аппарата им применяется тензорное исчисление по шести компонентам, являющимся тензодатчиками (три по вектору сил и три по величине деформации), на основе анализа эллипсоида деформации. Л. Вернер и К. Робинзон (Warner, Robinson, 1967) для количественного выражения несущих свойств пород применили расчет отношения количества сколовых и складчатых нарушений на 100 пог. футов разреза в разных породах. А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965) разработали метод относительной оценки (в баллах) показателя хрупкости — пластичности горных пород на основе анализа их количественного минерального состава. Ю. Е. Погребницкий (1966) разработал метод определения вертикальной составляющей тектонического перемещения по величине относительной амплитуды инверсии наиболее древнего слоя над молодым и применил это для сравнения и количественной оценки участков по степени дислоцированности с целью тектонического районирования. Я. Р. Меламед (1966) предложил определять скорость осадконакопления и вертикальную амплитуду перемещения для анализа динамики тектонического развития кайнозойских депрессий Таджикистана. А. П. Куклин (1966) учитывает интенсивность пликтивных дислокаций для каждого элементарного квадрата, на которые разбита исследуемая территория при изучении закономерностей локализации золоторудных месторождений. А. В. Вихерт и М. А. Гончаров (1966) разработали серию математических моделей тектонических объектов и процессов для решения различных тектонических задач.

А. И. Рыбин (1962, 1964) в качестве меры дислоцированности принимает сумму средних углов падения пласта и сместителей, взвешенных по площади. Эта угловая величина предлагается им для классификации типов тектонических структур (платформа, геосинклинали и др.) и определения характера складчатости.

Рассмотренные методы, а также ряд других (Машанов, 1948; Е. Н. Пермяков, 1949 г.; Авчян, 1966 и др.) применимы при региональных или узко локальных исследованиях. Некоторые из них к тому же трудоемки и требуют проведения специальных наблюдений. Геологические исследования среднего и крупного масштаба не обеспечены корректной и в то же время легко осуществимой методикой количественной оценки степени дислоцированности, скорости тектонических процессов и др. Вследствие этого информативность анализа тектоники рудных районов имеет, за исключением дизъюнктивной части, низкое значение.

В 1951 г. П. А. Шехтман предложил оценивать степень дислоцированности стратифицированных толщ по величине среднеарифметического значения замеренных в них углов падения. Эта методика применялась при крупномасштабном структурно-геологическом картировании в Кармазаре начиная с 1951 г. Ю. С. Шихиным, В. А. Королевым, Ж. Н. Кузнецовым, В. А. Араповым, а позднее также С. Ходжаевым, Э. М. Алиевым, В. Н. Байковым, В. В. Михайловым и др. Идея метода основана на том, что в каждом геологическом разрезе нижележащие структурные ярусы характеризуются более крутым, чем покрывающие их, залеганием пластов. Эта закономерность неоднократно привлекала внимание исследователей. Однако в литературе, за исключением А. И. Рыбина (1962, 1964), отсутствуют попытки анализа и количественной оценки этого явления.

Применение метода количественной оценки дислоцированности стратифицированных отложений при крупномасштабных геологических исследованиях в районах с многоэтапным тектоническим развитием мы определяем следующими положениями.

1. Основной причиной складчатых деформаций в зонах орогенеза является тангенциальное тектоническое сжатие. Складчатость, обусловленная вертикальными движениями (штамповая, по В. В. Бронгулееву, 1961), нами не рассматривается.

2. Тектоническая нагрузка в каждый период тектогенеза распределяется в пределах поля складчатости равномерно по величине и ориентировке.

3. Различная дислоцированность в разных участках складчатой зоны обусловлена структурной неоднородностью геологического пространства, различием физико-механических свойств пород и зависит от динамики тектонического процесса.

4. Породы каждого структурного яруса или этажа в разрезе испытывали деформацию со времени их отложения столько же раз, сколько проявилось тектонических фаз в данном районе. Толщи, многократно подвергавшиеся действию тектонических сил, последовательно «накапливают» дислоцированность.

5. Возникшие ранее складки увеличивают наклон крыльев независимо от ориентировки плана последующих деформаций.

6. Увеличение среднего угла падения отложений или степени их дислоцированности, сокращение первоначальной площади их развития в результате тектогенеза пропорционально величине приложенной тектонической нагрузки.

7. Деформация пород, одинаковых по составу и физико-механическим свойствам, может оцениваться независимо и отдельно по каждой из трех составляющих полной деформации (дизъюнктивной, пликативной и пластической).

В отличие от А. И. Рыбина мы считаем, что для сравнения дислоцированности тектонических блоков достаточно определения средних углов падения пласта, без учета смещений по разломам. Мерой дислоцированности стратифицированных толщ служит средний угол падения слагающих их пластов.

Для нахождения средних углов падения использованы материалы крупномасштабной геологической съемки (1:25 000), проводившейся в Карамазаре Ю. С. Шихиным, Е. Н. Ищенко, Ж. Н. Кузнецовым, В. А. Араповым, В. А. Королевым, С. Ходжаевым, Э. М. Алиевым, В. Н. Байковым, В. В. Михайловым и другими в 1951—1964 гг., и некоторые другие материалы. Нами произведена выборка всех достоверных, правильно замеренных единичных углов падения с геологических планов разных масштабов, из маршрутных описаний и документаций литолого-стратиграфических разрезов. Данные по свитам или толщам выписаны в отдельные формуляры для каждого обособленного поля их развития.

При структурно-геологической съемке масштаба 1:10 000 А. Д. Швецов и Валер. В. Овечкин (САИГИМС) вынесли все единичные замеры элементов залегания вместе с другими кодируемыми геологическими данными на перфокарты ручной сортировки. Это позволило производить любые выборки углов падения с минимальной затратой времени.

В формуляре указаны географическое положение, геологический возраст, наименование свиты или толщи, площадь распространения, простирание отложений, число замеров единичных углов (n) по классам их падения (x_i), общее количество замеров (N), автор и дата. Для достаточно больших выборок (более 100—200) интервал классов углов падения принят равным 5° ; промежуточные значения округлены. Для меньших выборок принят интервал в 10° . По этим данным вычислены статистические коэффициенты.

Средние углы подсчитаны по формуле

$$\bar{x} = \frac{\sum n \cdot x_i}{N}.$$

При достаточно большом N размер принятого интервала классов существенно не влияет на получаемый результат. Так, при $N=132$ (песчано-сланцевые отложения ордовика — силура хребта Каратау) интервалы классов через 5 и 10° имеют соответственно следующие значения среднего угла, дисперсии, стандарта и коэффициента вариации: 62 и 63° ; $148,5$ и $157,5$; $12,2$ и $12,5$; 197 и 198 .

Массовые замеры единичных углов падения, проведенные в разные годы разными исполнителями и на разных площадях одного тектонического блока, дают хорошую сходимостъ результатов по средним углам падения. Для Алмалыкского района сведения приведены в табл. 10. Расхождение средних углов падения вулканогенно-осадочных свит вызвано тем, что границы их распространения изменялись. Эти данные иллюстрируют несомненную применимость закона больших чисел для данного вида исследований и подтверждают истинность установленной закономерной связи между величиной среднего угла падения и дислоцированностью отложений.

Кроме подсчета средних углов падения мы применили построение графиков распределения « n » по « x_i ». При достаточном статистическом массиве кривая распределения получается плавной, с одним максимумом, отвечающим моде (рис. 5, а). Форма кривой в зависимости от тектонического возраста или дислоцированности отложений симметричная, лево- или правасимметричная, сжатая или растянутая по ординате графика. При недостаточной выборке кривая имеет вид ломаной линии с пиками по x_i , кратными 10° , и минимумами на замерах, крат-

Частные средние углы падения палеозойских отложений
Алмалыкского района (в град)

Породы	Возраст	По Ж. Н. Кузнецову, В. А. Арапову (1956 г.)	По Ж. Н. Кузнецову, В. А. Арапову, Ю. С. Шихину (1958 г.)	По Ж. Н. Кузнецову, С. Ходжаеву, Э. М. Алиеву, С. Н. Задорной (1964 г.)
Песчаники и сланцы	O—S	56 (16)*	62 (132)	63 (106)
Доломиты и известняки	D ₂ —C ₁	41 (99)	43 (258)	40 (338)
Вулканогенно-осадочные	C ₁₋₂	28 (21)	30 (23)	37 (10)
	C ₃	—	22 (138)	24 (110)
	C ₂₋₃	18 (141)	19 (155)	24,5 (66)

* В скобках дано количество единичных замеров.

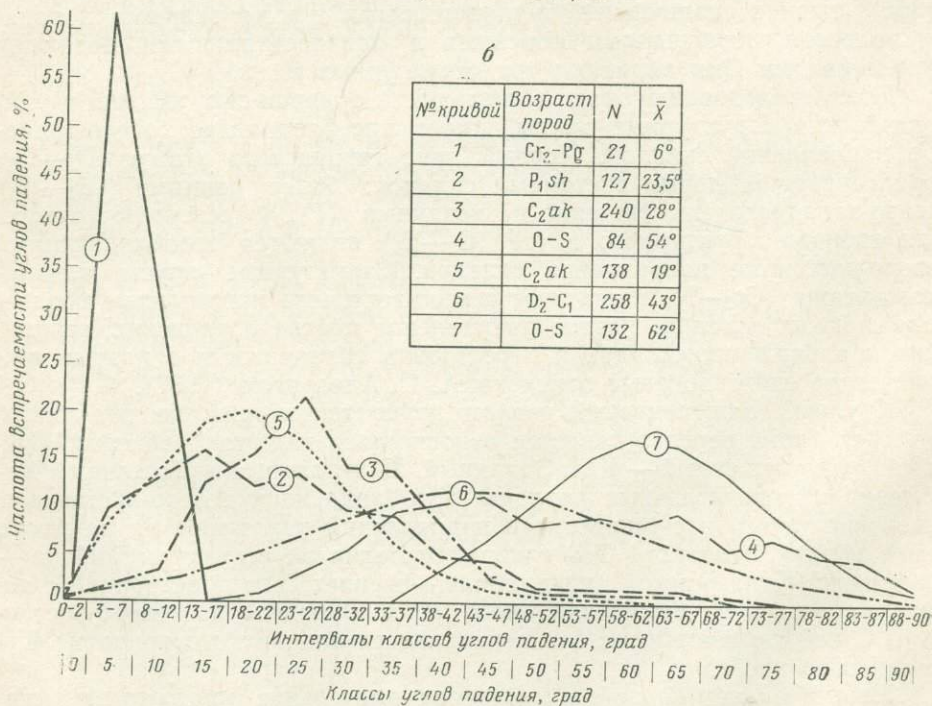
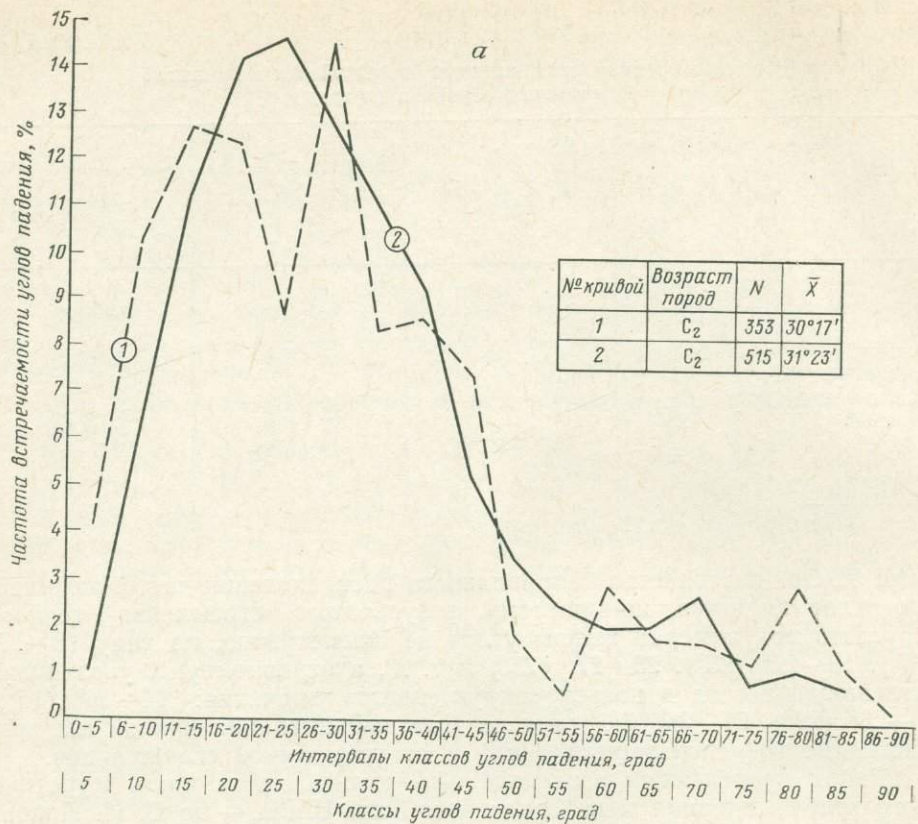
ными 5°. Это постоянство неправильного распределения частот по классам углов является, по-видимому, результатом стремления геолога округлять при замерах цифры углов не симметрично, по типу 13—17° (15°), 18—22° (20°), 23—27° (25°) и т. д., а неравномерно, увеличивая интервалы классов в пользу «округленного» значения: 14—16° (15°), 17—23° (20°), 24—26° (25°) и т. д. Для выравнивания кривой мы применяем метод «скользящего окна» и статистическое сглаживание.

Район проведенных исследований — юго-западная часть Кураминского хребта, ядерная зона Срединного Тянь-Шаня, — по В. И. Попову (1955), сложен осадочными, вулканогенными и интрузивными породами палеозоя, перекрытыми морскими и континентальными осадками мезо-кайнозоя. Они образуют три структурных этажа.

Позднекаледонский этаж, включающий ордовик-силурийский и раннедевонский структурные ярусы, имеет преобладающее северо-западное направление складок. Первый ярус герцинского этажа (D₂—C₁) характеризуется двумя системами складок: более ранними (D₃—C₁) северо-западного простирания и поздними (C₁₋₂) северо-восточного. Для второго структурного яруса (C₂—T₁) являются преобладающими северо-восточные направления складок. Структурные ярусы альпийского этажа (C₂—N) повторяют северо-восточное направление позднепалеозойских складок. Разное направление позднекаледонских, герцинских и альпийских складок и перестройка складчатости в разные тектонические эпохи впервые отмечены А. С. Аделунгом (1937).

Крупный Баштавакский разлом делит территорию на два тектонических блока первого порядка: относительно поднятый Северный Карамазар и опущенный — Юго-Западный, Центральный и Восточный Карамазар. Многочисленные разломы преобладающих северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений разделяют их на блоки более низких порядков. Ось главной складчатой структуры района — герцинской Кураминской антиклинали — меняет свое простирание с запада на восток от северо-западного через широтное до северо-восточного. С ней же совмещена ось центрального альпийского поднятия Кураминского хребта.

Рассматриваемый район претерпел длительное многоэтапное геологическое развитие и отличается сложным, мозаичным складчато-глыбовым тектоническим строением. Тем не менее предлагаемый метод количественной оценки дислоцированности осадочных и вулканогенных толщ оказался применимым для решения различных геологических задач.



Дис. 5. Кривые распределения частот встречаемости углов падения палеозойских отложений:

а — гор Кокпагас, б — Центрального Карамазара (кривые 1—4) и северной части Алмалыкского района (кривые 5—7)

Возрастная корреляция отложений. Разновозрастные толщи района отличаются по степени дислоцированности и соответственно средним углам падения. Так, песчано-сланцевые отложения ордовика — силура в разных блоках имеют частные средние углы от 47 до 63° , среднего девона — нижнего карбона 40 — 44° , верхнепалеозойские эффузивы (разные свиты) от 37 до 18° , отложения верхнего мела и эоцена 5 — 7° .

Выходы разновозрастных отложений в разных тектонических блоках района имеют близкие значения средних углов. Пределы колебаний для смежных ярусов не перекрываются. Так, например, отложения среднего девона — нижнего карбона в Алмалыкском районе (Северный Карамазар) имеют средний угол 42° (данные 1958 г.), в Юго-Западном Карамазаре 44° (данные 1954 г.); отложения ордовика — силура на северном и южном крыльях Кураминской антиклинали (Мискансай, Уткемсу) и в удалении от ее оси в горах Калканата имеют средние углы соответственно 56 , 54 и $51^\circ,8$.

Генеральный средний угол структурного яруса является общим для всех свит или толщ, образующих этот ярус. В Алмалыкском районе песчано-доломитовые отложения среднего и верхнего девона и отделенные небольшим перерывом известняки нижнего карбона имеют, по данным 1958 г., одинаковый частный средний угол падения 42° .

Из сводной табл. 11, составленной по данным 1954—1964 гг., видно, что значения генеральных средних углов толщ северного и южного тектонических блоков юго-западной части Кураминского хребта имеют высокую сходимость. Интересно, что отложения одного возраста, находящиеся в разных структурно-фациальных зонах Тянь-Шаня, имеют близкие значения средних углов.

Непрерывный разрез отложений венлока — эйфеля ($S_1 + D_1$) в Алайском хребте (Южный Тянь-Шань), в целом отвечающий позднекаледонскому структурному этажу Кураминского хребта, имеет сходный с ним средний угол 49° (160 замеров; по данным Л. Н. Кугуракова и др., 1963 г.) без учета обратных углов падения и $61^\circ,2$ — с учетом их (196 замеров).

В горах Кокпатас (Южно-Букантауская подзона, Южный Тянь-Шань) возраст архарской и кокпатасской свит установлен в интервале от докембрия до среднего карбона. А. Д. Швецовым и Валер. В. Овечкиным (1967 г.) определены средние углы падения этих свит соответственно в 30 и 31° (см. рис. 5). Приведенные значения отвечают степени дислоцированности уя-минбулакской свиты нижнего и среднего карбона Кураминского хребта ($30^\circ,5$; см. табл. 11). Этот вывод согласуется с определениями свит Кокпатаса К. К. Пятковым, И. А. Пяновской и др. (1967) как башкирский и московский ярусы среднего карбона.

Отложения не моложе ордовика — силура в юго-западной части Чаткальского хребта (Беляутсай) имеют средний угол падения $64^\circ,4$ (полевые материалы 1967 г. П. Т. Подкопаева и С. Я. Лапидуса), совпадающий с данными по рассматриваемой территории (47 — 63°).

Приведенный фактический материал указывает на возможность привлечения количественной оценки дислоцированности по среднему углу падения для возрастной корреляции немых толщ. Для этой же цели можно применить график распределения частот встречаемости по классам углов падения единичных замеров (см. рис. 5 и 6).

На рис. 5, 6 изображены кривые распределения углов падения разновозрастных отложений на площади Центрального Карамазара, ограниченной Баштавакским и Окурдаванским разломами. Форма кривых и их положение относительно осей графика закономерно изменяются с возрастом отложений. Наиболее молодые осадки (St_2 — Pg) характеризуются высокой сжатой симметричной кривой в левой части диаграммы, эффузивы верхнего палеозоя — левоасимметричной кривой;

Сопоставление дислоцированности отложений структурных ярусов палеозоя и мезо-кайнозоя западной части Кураминского хребта по значениям средних углов падения и градиентам складчатости

Структурный этаж	Структурный ярус	Возраст отложений	Литологический состав толщ	Северный Кармазар			Юго-Западный и Центральный Кармазар			
				n	\bar{x}	Δx	n	\bar{x}	Δx	
Альпийский	1	Верхний мел — эоцен	Пески, глины, известняки	—	7*	7	—	—	6,8	
										13,4
Герцинский	3	Надакская свита (C ₂₋₃)	Лавы и туфы кислого и среднего состава	245	20,4	2,3	—	—	18,9	
		Акчинская свита (C ₂)	Лавы и туфы умеренно кислого и среднего состава	248	22,7					
	2	Уя-минбулакская свита (C ₁₋₂)	Песчаники, сланцы, известняки, эффузивы	54	30,5	7,8	18,8	—	—	18,3
						11				
1	Живетский — визейский ярусы (D ₂ —C ₁)	Песчаники, доломиты, известняки	980	41,5	3,5	300	44	11,2		
Позднекаледонский	2	Нижний девон	Сланцы, эффузивы кислого и среднего состава	76	45	11,9	—		—	
						8,4				
	1	Ордовик — силур	Песчаники, сланцы	773	53,4	—	196	55,2		

* Средний угол определен на разрезе (монсклинальное залегание);
 n — количество единичных замеров; \bar{x} — генеральный средний угол падения отложений в град; Δx — градиент складчатости, град.

максимум смещен вправо и вниз. Кривая по отложениям ордовика — силура имеет близкую к симметричной форму с нечетким низким максимумом, растянута по абсциссе и еще больше смещена вправо. Подобные соотношения видны и на графике для трех толщ Алмалыкского района (кривые 5—7).

Кривые, построенные для разновозрастных отложений, развитых в различных тектонических блоках, близко совпадают по форме и положению в поле графика распределения. На рис. 6 изображены кривые распределения по пяти обособленным выходам отложений ордовика — силура. Кривые 2 и 5 близки между собой и несколько сдвинуты в сто-

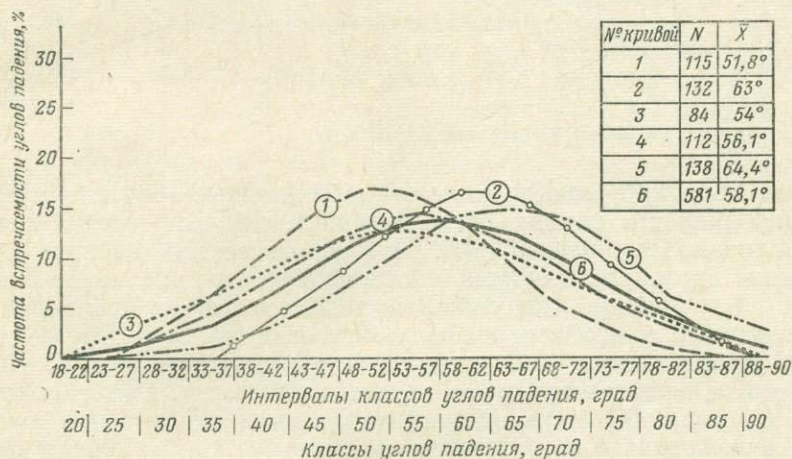


Рис. 6. Сравнение кривых распределения частот встречаемости углов падения отложений ордовика — силура юго-западной части гор Калканата (1), хребта Каратау (2), верховий Уткемсу (3), верховий Мискансая (4), правобережья р. Ангрэн (5) и среднее по этим выходам (6). По материалам Ж. Н. Кузнецова, В. Н. Байкова, П. Т. Подкопаева, С. Я. Ланидуса и др.

рону более крутых углов (средние углы $61^{\circ},6$ и $64^{\circ},4$), вследствие того что породы выходов в хребте Каратау и по Беляутсаю приурочены к более мобильным тектоническим зонам.

В качестве показателей дислоцированности, независимых от средних углов падения, могут быть также использованы статистические коэффициенты, определенные по массовым единичным замерам углов падения. В табл. 12 приведены эти коэффициенты тех же отложений ордовика — силура в пяти выходах, что и на рис. 6. Наиболее сходными по величине являются значения стандарта. По имеющимся материалам дисперсия и стандарт пропорциональны степени дислоцированности отложений. Отложения, испытавшие большее число этапов дислокаций, должны характеризоваться и большим разбросом значений углов падения. В то же время сильно дислоцированные толщи древних складчатых областей и складчатого основания платформ будут иметь меньшее значение дисперсии, как и молодые, однократно дислоцированные отложения.

Сопоставление тектонических блоков по дислоцированности. Отклонение значений частных средних углов падения от генерального является мерой различия степени дислоцированности отдельных тектонических блоков (градиент дислоцированности). В качестве примера рассмотрим четыре отдельных поля развития (блока) песчано-сланцевых отложений ордовика — силура. Два из них — по Сардобсаю и в верховьях Алмалыкская — имеют средние углы падения 47° , два других —

Статистические коэффициенты по замерам углов падения в отложениях ордовика — силура западных частей Кураминского и Чаткальского хребтов

Местоположение площади замеров	n	$\bar{x}, ^\circ$	\bar{z}^2	δ	V	Мода, $^\circ$
Юго-западная часть гор Калканата	115	51,8	144,18	12,0	232	50
Хребет Каратау (Кичалы-Карабель)	132	62	148,5	12,2	197	60
Верховье Уткемсу	84	54	270,5	16,44	305	60
Верховье Мисканся	112	56,1	201,64	14,2	253	60
Беляутсай (правобережье р. Ангрэн)	138	64,5	191,14	13,83	214	70
Сумма и среднее по пяти выходам	581	58,1	209,6	14,46	249	60

\bar{z}^2 — дисперсия; δ — стандарт; V — коэффициент вариации.

в хребте Каратау и по Каракиясаю — 63° (данные 1964 г.). «Дефицит» дислоцированности первых составляет $6^\circ,4$, вторые имеют «избыток» дислоцированности, равный $9^\circ,6$. По геологическим данным выходы с меньшей дислоцированностью отложений на глубине менее 1 км подстилаются крупными интрузивными телами, которые проявляют себя на поверхности апофизами и ореолами метаморфизма. Другие два образуют тектоническую прокладку между интрузивными массивами, с которыми они контактируют по крупным разломам. Отметим, что различие простираций отложений, несмотря на неоднократное изменение плана деформаций в ходе тектогенеза, существенно не влияет на величину среднего угла падения.

Сравнение частных и генеральных средних углов падения может также служить мерой оценки различия физико-механических свойств отдельных свит конкретных структурных ярусов. Одним из факторов, влияющих на проницаемость складчатых толщ для рудных растворов, является степень дислоцированности пород. Поэтому определение градиентов дислоцированности по отдельным тектоническим блокам и позициям применимо при составлении крупномасштабных структурно-тектонических основ прогнозных карт или в качестве одного из критериев при детальных поисковых работах.

Анализ кривых распределения углов падения может помочь при разделении типов складок. Так, на рис. 5, а участки кривых в интервале углов падения от 50 до 85° отображают, по-видимому, мелкую складчатость волочения и гофрировку вдоль поверхности срыва по контакту архарской и кокпатасской свит гор Кокпатас.

Средняя величина углового несогласия, интенсивность складкообразования. Средняя величина углового несогласия пород, или градиент складчатости¹, может быть выражена через разность частных средних углов падения двух разделенных перерывом толщ. Она соответствует среднему углу наклона крыльев складок дислоцированных отложений в начале следующего цикла осадконакопления и количественно охарактеризовывает относительную интенсивность проявившейся фазы тектогенеза. В каждом конкретном тектоническом блоке сумма градиентов складчатости равна частному среднему углу падения наиболее древних отложений. Градиенты складчатости предраннедевонской, среднекарбовой (предакчинской) и послеэоценовой тектонических фаз Северного Карамазара равны соответственно $8,4$; $7,8$ и 7° (см. табл. 11). Таким образом, главные фазы складчатости каледонского, герцинского

¹ Понятие о градиенте складчатости предложено Ю. С. Шихиним.

и альпийского орогенических циклов оказываются близкими между собой по интенсивности.

Предраннедевонская и среднекарбовая фазы складчатости в отличие от послезооценовой характеризуются интенсивным гранитоидным плутономагматизмом. Близкие значения градиентов складчатости этих главных фаз могут свидетельствовать об отсутствии причинной связи между процессами магматизма и складкообразования в рассматриваемом районе во время их проявления. Судя по различию градиентов (18,8 и 15°,7) в верхнем палеозое, Юго-Западный и Центральный Кармазар в посторогенный период отличались от Северного большей мобильностью. В то же время предживетский и предсреднекарбовый этапы развития этих блоков по интенсивности дислокаций практически одинаковы.

Последовательное уменьшение градиентов складчатости в каждом тектоническом цикле позволяет количественно оценить относительное снижение напряженности тектонического процесса после проявления главных фаз складчатости. Приведем несколько примеров применения градиента складчатости при тектоническом анализе.

В Алмалыкском районе надакская свита (C_{2-3}) несогласно, с базальными конгломератами в основании, перекрывает акчинскую свиту (C_2). Частный же градиент складчатости для преднадакской фазы определяется величиной 0,5—3° (данные 1958 и 1964 гг.).

Это противоречие объясняется вертикальным блоковым характером тектонических перемещений этой фазы. Геологические данные подтверждают, что именно с ней связано взбросовое перемещение по крупному Баштавакскому разлому с амплитудой до 1 км.

В горах Кокпатас наличие тектонического срыва по контакту между отложениями архарской и кокпатавской свит препятствует выяснению характера их стратиграфических взаимоотношений. Незначительная величина градиента складчатости (около 1°) указывает, очевидно, на отсутствие между ними углового несогласия, а полное совпадение вариационных кривых (см. рис. 5, а) свидетельствует об одновременности их дислокации. Геологический материал по смежным районам Южно-Букантауской подзоны полностью подтверждает эти выводы (Пятков и др., 1967).

А. И. Садовский (1965), рассматривая тектонику Аниуйского мегантиклинория, указывает, что раннемезозойские отложения залегают на палеозое со стратиграфическим перерывом, но без резкого углового несогласия. Подсчет средних углов падения на приложенной к статье схеме позволяет найти градиент складчатости, равный 6°, что не подтверждает заключение автора о характере несогласия.

Градиент складчатости тектонических фаз, отнесенный к длительности их проявления в млн. лет, может наряду с другими методами определения (Меламед, 1966 и др.) служить мерой скорости тектонического процесса. Для вычисления величины линейного сокращения поверхности земной коры в результате складчатости Е. И. Паталаха (1967) приводит следующую формулу:

$$\varepsilon_c = \frac{l_{пр} - l}{l} = \cos \varphi - 1,$$

где l и $l_{пр}$ — длина пласта и его проекция на зеркало складчатости, φ — угол падения крыльев складки.

Подставив в эту формулу значение градиента складчатости, можно для каждой тектонической фазы определить величину сокращения линейных размеров участка поверхности земной коры и сопоставить его с площадью выхода интрузивных тел этой фазы.

Рассмотренный материал даже по небольшому участку складчатой системы Тянь-Шаня указывает на перспективность применения метода

относительной количественной оценки дислоцированности по средним углам падения, вариационным кривым и статистическим коэффициентам. Кроме прикладных аспектов, связанных с тектоническим анализом и прогнозными построениями, возможно применение этого метода для решения общих вопросов геотектоники (Рыбин, 1962, 1964).

Основываясь на бесспорной функциональной связи между дислоцированностью, физико-механическими свойствами пород и динамикой тектонического процесса, можно, по-видимому, подойти к абсолютной количественной оценке величины тектонических напряжений. Определенные статистических коэффициентов по углам падения разновозрастных отложений на более широком материале может выявить строгую зависимость между возрастом и степенью дислоцированности толщ в однородных тектонических зонах. Наконец, сопоставление меры дислоцированности разных структурных элементов земной коры может представить серьезные аргументы для выявления природы тектонических сил.

ОКОЛУРДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАУЛЬДЫ

Месторождение Каульды относится к кварц-халцедон-золоторудной формации. Оно расположено в Центральном блоке Алмалыкского рудного района, представляющем собой грабен-синклиналь, выполненную верхнепалеозойскими (C_{2-3}) вулканогенными образованиями андезито-дацитово-дацитовой формации (Арапов, 1965; Мещанинов, 1969) общей мощностью 300—700 м. В пределах месторождения вулканогенные отложения расчленены на акчинскую и надакскую свиты. На глубине 300—400 м от поверхности они подстилаются карбонатной толщей (D_2-C_1) (рис. 7). Широко развиты субвулканические породы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава согласного и секущего залегания и дайки эруптивных брекчий, прорывающие известняки и эффузивные образования.

Основными структурными элементами месторождения являются разломы типа пологих сбросов, контролирующие размещение субвулканических кластолав андезито-дацитового состава и метасоматических рудных тел.

Рудные тела локализуются в пределах субвулканических кластолав андезито-дацитового состава, приуроченных к пологому сбросу. Они представляют собой линзообразные залежи карбонат-гидрослюдисто-кварцевого состава с пиритом (1—4%) и незначительной примесью (1—5%) хлорита и адуляра. Средний химический состав руд следующий: SiO_2 63,77%; Al_2O_3 6,78%; Fe_2O_3 3,98%; CaO 9,17%; MgO 2,58%; S 1,6%. Содержания золота и серебра в рудах сравнительно невысокие, распределение их неравномерное; характерно преобладание золота над серебром (в среднем 3:1; коэффициент корреляции 0,75). Пробность золота 700—875. Месторождение Каульды может быть отнесено к малосульфидному типу, образовавшемуся в приповерхностных условиях.

На месторождении все породы заметно изменены. На контакте известняков с прорывающими их интрузивами сиенито-диоритового состава проявлено скарнирование. На контакте карбонатных пород с перекрывающими вулканогенными породами наблюдается скарнирование и окремнение. Вулканогенные породы при этом интенсивно окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы и эпидотизированы. Пропилитизация изверженных пород носит площадной характер; по-видимому, она проявлялась неоднократно. Пропилиты месторождения весьма сходны с описанными на Камчатке (Власов, Василевский, 1964).

Вулканогенные породы, прорываемые мелкозернистыми сиенито-диоритами и сиенито-диоритовыми порфиритами, альбитизированы, ка-

лишпатизированы, карбонатизированы и эпидотизированы. Наблюдаются околорудные кварц-гидрослюдистые и монокварцевые метасоматиты, предшествовавшие и сопровождавшие процесс рудоотложения. Кроме того, на месторождении отмечаются гематитизация, связанная с окислением железа в процессе формирования вулканогенных пород, и в приповерхностной части каолинизация, обусловленная воздействием сернокислых вадозовых вод, образующихся при окислении пирита.

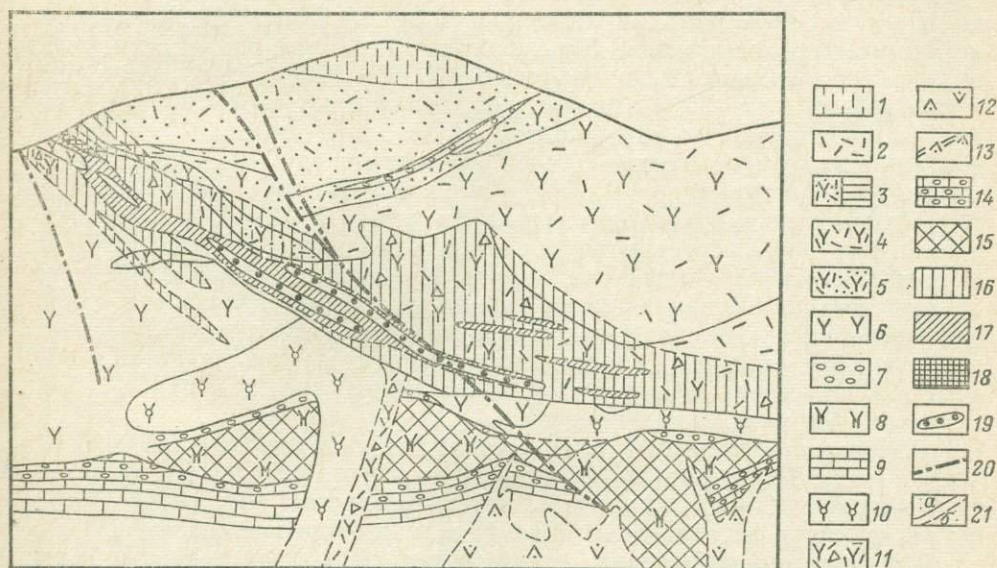


Рис. 7. Схематический геологический разрез месторождения Каульды

1 — четвертичные отложения; 2 — литокристаллокластические и кристаллокластические туфы андезито-дацитовых порфиритов и дацитовых порфиритов ($C_{2-3}nd_2$); 3 — туфы андезитового и дацитового состава; туфопесчаники и алевролиты ($C_{2-3}nd_1$); 4 — андезито-дацитовые и дацито-андезитовые лавы, лавобрекчии ($C_1ak_2^2$); 5 — литокластические туфы андезито-дацитовых порфиритов, туфопесчаники, алевролиты ($C_2ak_3^1$); 6 — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, лавы, лавобрекчии, туфы ($C_2ak_2^2$); 7 — туфоконгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты ($C_3ak_1^1$); 8 — порфириты ($C_1?$); 9 — мраморы, мраморизованные известняки и доломиты (D_3-C_1); 10 — андезито-дацитовые порфириты, субвулканические, массивные, флюидальные и автобрекчии (C_2ak); 11 — кластолавы субвулканические андезито-дацитовых порфиритов с обломками лавовых, туфовых и субвулканических пород акчинской свиты (C_3); 12 — сиенито-диоритовые и диоритовые порфириты; 13 — дайки диоритовых порфиритов. Измененные породы: 14 — скарированные и окремненные известняки; 15 — окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные породы; 16 — карбонат-хлорит-гидрослюдистые метасоматиты; 17 — кварц-гидрослюдистые метасоматиты; 18 — монокварциты; 19 — рудные тела; 20 — разломы; 21 — границы пород прослеженные (a) и предполагаемые и метасоматических изменений (б)

Околорудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты, слагающие рудоносные зоны и рудные тела, развиваются по пропилицированным породам. Размещение их контролируется разломами и зонами дробления. Определенную роль в локализации метасоматитов играет и литологический состав исходных пород: по обломочным породам они имеют наибольшие мощности. Кварц-гидрослюдистые метасоматиты проявлены в основном по кластолавам андезито-дацитового состава. Для них характерна линейная ориентировка и довольно четкая вертикальная и горизонтальная зональность.

Надежно могут быть выделены следующие зоны (от внутренней к внешней): монокварцевая, кварц-гидрослюдистая, карбонат-хлорит-гидрослюдистая. Границы между зонами постепенные, во внутренних зонах довольно часто встречаются реликтовые минералы внешних зон. Рудные тела локализируются в основном во внутренних зонах метасоматитов. Мощности зон не зависят от мощностей рудных тел.

Карбонат-хлорит-гидрослюдистая зона имеет мощность от 10 до 120 м. Она является промежуточной (переходной) между кварц-гидрослюдистой зоной и пропилитизированными породами. Метасоматиты описываемой зоны имеют серовато-зеленый цвет и отчетливую унаследованную структуру исходных пород. Главными минералами их являются реликтовые минералы пропилитов — хлорит и карбонат и вновь образованные — гидрослюды и кварц. Количество карбоната увеличивается за счет почти полного исчезновения эпидота. Гидрослюда в виде мелкочешуйчатого агрегата нацело замещает альбитизированные плагиоклазы вкрапленников (обломков) и основной (связывающей) массы; частично ею замещается и хлорит, развившийся при пропилитизации по фемическим минералам. В результате вкрапленники плагиоклаза оказываются замещенными гидрослюдой (70—95%); отмечается примесь карбоната (5—25%), иногда реликтовый альбит (0—5%). По темноцветным минералам наблюдается образование сложных псевдоморфоз, состоящих из хлорита (50—60%), гидрослюды (0—20%), карбоната (0—30%), кварца (0—5%), пирита (0—5%) и лейкоксена (0—5%); изредка сохраняются реликты эпидота (0—10%). Перечисленные минералы встречаются как вместе, так и по отдельности. Даже в пределах одного шлифа сложные псевдоморфозы часто имеют различный состав. Основная масса первичных пород замещается гидрослюдисто-кварц-калишпат-карбонат-хлоритовым агрегатом. Калиевый полевой шпат образован, по-видимому, за счет раскристаллизации базиса. Из аксессуарных минералов сохраняются апатит, циркон, сфен; магнетит обычно замещен пиритом.

Кварц-гидрослюдистая зона состоит из гидрослюды¹ (50—90%), кварца (10—50%), карбоната (2—10%), пирита (0,5—5%), реликтового хлорита (0—5%); иногда в ней наблюдается адуляр (3—10%). Мощность зоны колеблется от 2 до 40 м, характерно ее уменьшение на глубину. Метасоматиты зоны имеют светло-серый или серовато-белый с зеленоватым оттенком цвет, структура исходных пород в них не сохраняется. При микроскопическом изучении устанавливается неравномерное распределение вновь образованных минералов. Кварц присутствует в виде неправильных, иногда шестоватых зерен размером 0,01—0,4 мм; чешуйки гидрослюды имеют размер менее 0,01 мм, редко до 0,1 мм. Пирит образует кристаллы размером 0,01—0,2 мм в неравномерно разбросанных гнездообразных скоплениях его. Карбонат, принадлежащий к железистому кальциту, наблюдается в виде неправильных зерен. Из аксессуарных реликтовых минералов присутствуют апатит и циркон.

Монокварцевая зона состоит в основном из метасоматического кварца (до 95%) с примесью гидрослюды (1—8%), карбоната (0—2%) и пирита (0,5—2,5%). Мощность зоны меняется от нескольких сантиметров до 4—5 м при протяженности от первых метров до 70—80 м. Монокварцевые метасоматиты развиты только в приповерхностной части месторождения, на глубине они не встречаются. Кварциты имеют светло-серый и белый цвет. В них обычно наблюдаются прожилки и гнезда более позднего кварца, с которым связаны основные количества золота, т. е. рудные тела частично совпадают с этой зоной.

Таким образом, кроме горизонтальной зональности в размещении кварц-гидрослюдистых метасоматитов намечается и вертикальная, заключающаяся в заметном уменьшении с глубиной мощности кварц-гидрослюдистых метасоматитов и исчезновением на глубине зоны монокварцитов.

¹ Определена рентгеноструктурным анализом фракции —001 мм, полученной методом отмучивания.

Средние содержания рудных элементов в измененных породах месторождения Каульды (в г/т)

Порода	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Mo	W	As	Sb	Bi	Sn	n
Пропилитизированные породы												
Туфы андезито-дацитовых порфиритов ($C_{2-3}nd_1^2$)	0,0048	0,17	39	14	86	1,5	2,8	До 50	До 10	0,13	3	17 (16)
Мелкообломочные туфы андезито-дацитового состава, туфопесчаники, алевролиты ($C_{2-3}nd_1$)	0,0015	0,11	43	13	87	1,4	2,3	До 20	—	0,1	3,2	20 (10)
Андезито-дацитовые порфириты ($C_2ak_2^2$)	0,0016	0,15	27	15	91	1,3	1,8	До 20	До 10	0,09		30 (9)
Андезито-дацитовые порфириты субвулканические (C_2ak)	0,0010	0,15	28	10	95	2,2	3	До 30	—	0,05	4	2 (2)
Андезитовые и базальтовые порфириты (C_2ak_1)	0,0017	0,44	43	20	82	0,5	2	До 30	—	0,02	3	5 (5)
Средние породы (по А. П. Виноградову, 1962 г.)	0,0045	0,07	35	15	72	0,9	1	2,4	0,2	0,01	1,5	
Карбонат-хлорит-гидрослюдистые метасоматиты												
Висячем боку рудных тел	0,45	0,66	0,012	39	94	3	7,2	140	10	0,37	3	117
В лежащем боку рудных тел	0,35	0,64	0,009?	42	90	4	7,6	120	11	0,67	5	35
Кварц-гидрослюдистые метасоматиты												
Висячем боку рудных тел	0,55	1,3	280	450	130	2,5	11	210	11	0,34	7	24
В лежащем боку рудных тел	0,37	0,92	120	60	80	2,2	11	160	16	0,44	1	27
По рудным телам	»1	>1	95	360	150	9	7	82	21	0,52	5	17
Монокварциты	>1	>1	70	10	30	4	2	38	65	0,15	2	2

Примечания. 1. Золото в пробах определялось активационным анализом (аналитик Г. С. Никоноров), остальные элементы — приблизительно количественным спектральным анализом повышенной чувствительности в Центральной лаборатории МГ УзССР. 2. Для золота и олова приведены кларки в кислых породах. 3. n — число проб, в скобках — проанализированных активационным методом.

Поведение различных рудных элементов в пропилизированных породах и околорудных метасоматитах Каульды неодинаково (табл. 13). Содержания меди, свинца, цинка в пропилитах близки к кларковым; для серебра, молибдена, вольфрама характерны повышенные содержания, в 2—3 раза превышающие кларковые значения; содержания висмута в 2—10 раз выше кларковых. Зоны метасоматитов, так же как и рудные тела, обогащены рудными элементами. Содержания их превышают кларковые значения в 1,5—100 раз и более. Золото (кларк концентрации 200), серебро (15), цинк (2), молибден (10) и сурьма (325) максимальных концентраций достигают в рудных телах; максимальные содержания остальных элементов отмечаются во вмещающих рудные тела метасоматитах. Наибольшие содержания меди фиксируются в висячем боку рудных тел в карбонат-хлорит-гидрослюдистых метасоматитах и в лежащем их боку в кварц-гидрослюдистых метасоматитах (кларк концентрации 8). Свинец концентрируется в кварц-гидрослюдистых метасоматитах висячего бока (кларк концентрации 30), вольфрам — в кварц-гидрослюдистых метасоматитах висячего и лежащего боков рудных тел. Повышенные содержания мышьяка и олова устанавливаются в кварц-гидрослюдистых метасоматитах висячего бока.

Таким образом, рудные тела месторождения Каульды сопровождаются ореолом измененных пород типа кварц-гидрослюдистых метасоматитов. Мощность их достигает нескольких десятков метров. Метасоматиты обогащены рудными элементами, особенно золотом, серебром, мышьяком, сурьмой, висмутом. Они могут являться прямыми поисковыми признаками золоторудных месторождений. Наиболее благоприятны зоны большой мощности.

ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ, ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ СУМСАРСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Рудные тела Сумсарского рудного поля вскрыты многочисленными и разнообразными горными выработками. Накоплен большой фактический материал, характеризующий особенности их строения и размещения. Большой вклад в изучение геологии данного района внесли А. Б. Натальин и И. В. Прасолова, Н. Ф. Иконникова (1952), А. М. Лурье (1958, 1963), К. Т. Мустафин (1962), М. А. Ахмеджанов (1959; Ахмеджанов, Хлобустов 1960), У. Асаналиев (1963), Р. Д. Дженчураева (1965_{1, 2}) и др. Типы рудных тел и особенности их размещения изучались также авторами.

В герцинской складчатой структуре Чаткало-Кураминских гор Сумсарское поле занимает своеобразное положение. При преобладающем северо-восточном простираии складок на стыке Кураминской и Чаткальской зон, по южной окраине последней возникли структуры северо-западного направления — Южно-Чаткальская и Сумсарская антиклинали, расположенные кулисообразно относительно друг друга (Абдуллаев и др., 1958).

В геологическом строении рудного поля принимают участие породы палеозойского структурного этажа. В основании разреза залегает песчано-сланцевая толща силурийских сланцев общей мощностью более 2300 м, на которой с несогласием лежит мощная толща девонских отложений. В ее составе выделяются нижне-среднедевонские эффузивы (400—1000 м) и сложная по литологическому составу серия терригенно-карбонатных отложений среднего — верхнего девона суммарной мощностью более 2000 м. Характерной особенностью толщи является частое чередование карбонатных и терригенных горизонтов и преобладание в нижних частях разреза доломитов, а в верхних — известняков. Таким образом, в составе разреза ведущую роль играют слоистые породы, определяющие высокую пластичность толщи в целом и широкое развитие в ней мелких, но сложных складок.

Площадь рудного поля пересечена разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний. Наиболее крупным является Большой Кушартский разлом северо-западного простирания и крутого падения на юго-запад. Остальные нарушения более мелкие, оперяют Большой Кушартский разлом. Они разбивают площадь рудного поля на многочисленные мелкие тектонические блоки, в пределах которых мелкие складки в карбонатной толще девона формировались самостоятельно, подчиняясь частным планам деформаций.

Оруденение размещается в двух горизонтах слоистых темно-серых доломитов в нижней части разреза карбонатной толщи среднего девона. Мощность доломитов 20—25 м. Горизонты их перекрываются более мощными пачками терригенных пород, в составе которых существенную роль играют алевролиты и мергели, создающие эффект экранирования.

Ведущая рудоконтролирующая роль принадлежит складкам различных порядков. Складчатая структура рудного поля в целом представляет собой брахиформную синклинали воронкообразного вида, круто погружающуюся на север и там ограниченную системой субширотных разломов. Крылья этой синклинали осложнены более мелкими складками, образующими две основные системы: с осями, ориентированными по падению и по простиранию главной структуры.

Важное рудоконтролирующее значение имеют морфографические особенности поверхностей разрывных нарушений, ограничивающих отдельные тектонические блоки. Интенсивность оруденения возрастает в 3—5 раз вблизи тех участков разломов, которые при существующем в момент рудообразования плане деформаций оказывались в разгруженном состоянии и, следовательно, были более доступны для проникновения рудоносных растворов.

Схема формирования рудных тел представляется следующей. Эндогенные растворы поступали по Большому Кушартскому разлому и в среднем структурном ярусе (эффузивы нижнего девона) растекались по опирающим его нарушениям в пределах ослабленных граней. По достижении доломитовых горизонтов они поступали в них. Более высокая интенсивность оруденения в нижнем горизонте указывает на то, что наличие перекрывающей его пачки алевролитовых пород, более пластичных по сравнению с доломитами¹, препятствовало длительному сохранению проницаемости ослабленного участка разлома. Подвергаясь пластическим деформациям под влиянием литостатического давления, алевролиты как бы запечатывают разлом, препятствуя восходящему движению растворов. В доломитах растворы циркулировали по зонам наиболее интенсивного дробления — вдоль секущих нарушений и осей мелких складок. Благодаря сравнительно низкой растворимости доломита залечивание трещин происходило медленно и проницаемость зон дробления сохранялась в них длительное время.

Рудные тела сложены преимущественно галенитом и сфалеритом, причем сфалерит нередко образует обособленные залежи. Из других сульфидов в заметных количествах присутствуют блеклые руды. Пирит и халькопирит распространены весьма ограниченно. Нерудная жильная минерализация представлена доломитом, баритом и в значительно меньшей мере кальцитом и кварцем. Руды характеризуются широким развитием брекчиевых, прожилковых, прожилково-вкрапленных текстур. Значительно реже встречаются массивные. Благодаря высокой интенсивности рудного процесса и преобладанию литологического фактора в размещении оруденения рудные тела не имеют четких геологических границ и, будучи связанными взаимными переходами, образуют сложные пластообразные залежи.

Морфогенетические особенности, обусловленные влиянием структурных факторов, начинают проявляться лишь при показателях оруденения 7—10 метропроцентов. При более низких значениях границы между определенными типами рудных тел становятся расплывчатыми. В связи с этим оказалось целесообразным выделять не морфогенетические типы рудных тел, а их структурно-морфологические элементы и сочетания в различных позициях. Характеристика этих элементов приводится в табл. 14 и на рис. 8.

При описании структурно-морфологических элементов рудных тел использована известная классификация А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965). Выделяются три группы структурно-морфологических элементов рудных тел по ведущему фактору: 1) элементы, в которых основное значение имеют деформации, связанные со складкообразованием;

¹ Предел прочности на сжатие алевролитов не превышает (нормально к слоистости) 1530 кгс/см², в то время как для доломитов он равен 2000—2300 кгс/см².

Структурно-морфологические элементы рудных тел

Типы рудных тел	Фактор	Позиция	Контролируемые относительные запасы руд в % от общих запасов
-----------------	--------	---------	--

Первая группа элементов

1. Седловидные залежи	Отслоения в своде антиклинали, сопровождающиеся развитием косых и нормальных трещин и дроблением доломитов в основании горизонта	Осевые части синклиналей и прилегающие к ним части крыльев	1,4
2. Корытообразные залежи	Отслоения в донной части синклинали, сопровождающиеся развитием косых и нормальных трещин и дроблением доломитов	То же	6,5
3. Пологие флексуры	Дробление доломитов рудовмещающего горизонта с образованием продольных трещин. Одновременно происходит незначительное отслоение по схеме бокового приоткрывания при взбросе	Осевая и прилегающие части впадины в пределах моноклиналей	7,5
4. Крутые флексуры	То же	Осевая и прилегающая часть выпуклости	2,5
5. Увальные залежи	Дробление доломитов с образованием нормальных и косых трещин. В отдельных случаях возникают отслоения по схеме бокового приоткрывания при сдвиге	Осевая и прилегающие части увала	14,6
6. Ложбинные залежи	То же	Осевая и прилегающие части ложбины	20,4

Вторая группа элементов

7. Мощные пластообразные тела	Расслоение и дробление доломитов	Блоки между двумя субпараллельными трещинами	2,3
8. Рогообразные тела	Отслоение вдоль наслоения доломитов и интенсивное дробление при сдвиге по трещине	Зона влияния крупных трещин, разломов	0,5
9. Тектонические пластины	Интенсивное массовое дробление пакета	Искривления разломов	0,1

Типы рудных тел	Фактор	Позиция	Контролируемые относительные запасы руд в % от общих запасов
Третья группа элементов			
10. Куполо- и корытообразные тела. Образованы сочетанием ложбинных и увальных залежей с пологими и крутыми флексурами	Дробление доломитов с развитием отслоений, секущих, нормальных и косых трещин	Внутренние участки крупных тел, у которых простираение пород не совпадает с направлением ограничивающих разломов	44,0
11. Почковидные тела	Отслоения, осложненные развитием секущих трещин и сопровождающиеся интенсивным дроблением доломитов	Вогнутые части ложбин и увалов	0,1
12. Многоярусные корытообразные залежи	Расслоение и интенсивное дробление в условиях блокирования	Синклинальная складка в блоке между двумя трещинами	0,1

2) элементы, в которых основное значение имеют деформации, связанные с развитием разрывных структур; 3) смешанные элементы, в которых предыдущие два типа сочетаются.

Первая группа элементов проявлена наиболее широко и объединяет шесть структурно-морфологических элементов.

1. Седловидные залежи формируются в сводах антиклинальных складок и в прилегающих к ним частях крыльев в связи с отслоениями внутри рудовмещающего горизонта, которые сопровождаются развитием крутых трещин и дроблением доломитов. Размеры седловидных залежей обычно невелики. Максимальные значения мощности отмечаются в центральных частях рудных тел и постепенно убывают на флангах. Руды в них большей частью бедные.

2. Корытообразные залежи размещаются в осевых частях мелких синклиналей и в прилегающих к ним крыльях. От седловидных залежей корытообразные отличаются несколько большими мощностями.

3. Пологие флексуры локализуются во впадинах, в местах изгиба рудовмещающего горизонта при его выполаживании по падению. Рудоконтролирующим фактором здесь является равномерное, но довольно интенсивное дробление доломитов.

4. Крутые флексуры в отличие от пологих характеризуются приуроченностью оруденения к местам перегибов, связанных с увеличением углов падения по падению рудовмещающего горизонта. На локализацию оруденения оказывают влияние те же факторы, что и в пологих флексурах.

Последние два вида наиболее отчетливо проявлены в центральной части рудного поля. В целом пологие и крутые флексуры распространены ограниченно, хотя вместе контролируют 10% запасов.

5. Увальные залежи представляют собой рудные тела, приуроченные к мелким антиклинальным складкам, оси которых ориентированы по падению толщи (увалы). Фактором локализации оруденения служит дробление доломитов вдоль оси увала, интенсивность которого сни-

жается на крыльях, а также вдоль нормальных и кососекущих трещин. В отдельных случаях развиваются внутрислоистые отслоения и приоткрывания искривленных участков трещин в связи с межслоистыми сдвигами.

6. Ложбинные залежи в отличие от увальных локализируются в вогнутых (синклинальных) участках мелких структурных волн. Размещение оруденения контролируется теми же факторами, что и в увальных залежах.

Увальные и ложбинные залежи представляют собой последовательно сменяющиеся по простиранию тела. По сравнению с остальными

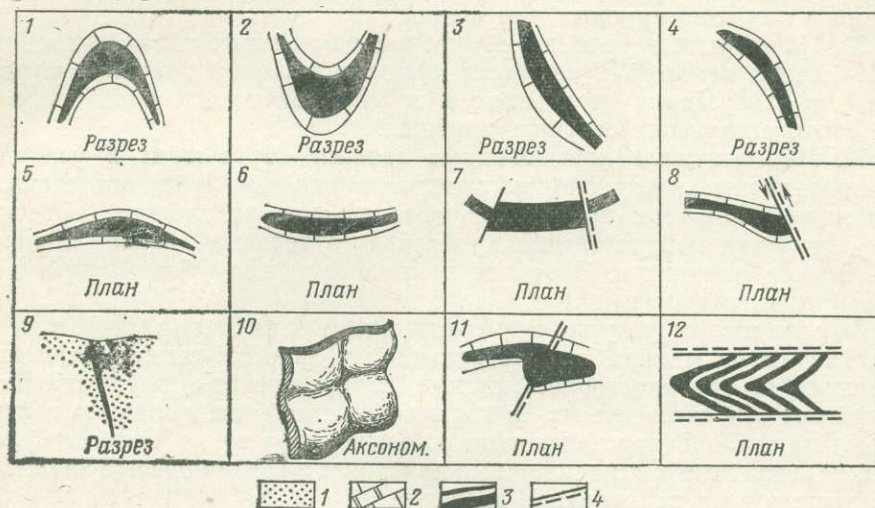


Рис. 8. Структурно-морфологические элементы рудных тел
1 — песчаники; 2 — доломиты; 3 — рудные тела; 4 — разрывные нарушения

структурно-морфологическими элементами они наиболее широко распространены. В них заключено до 35% всех запасов. Размеры рудных тел определяются размерами соответствующих им структурных волн.

Во второй группе элементов рудных тел выделяются мощные пластообразные и мелкие рогообразные тела.

7. Мощные пластообразные тела локализируются в интервалах рудовмещающего горизонта, ограниченных секущими трещинами. Фактором рудоотложения служит интенсивное внутрислоистое дробление доломитов, которое возникает в результате блокирования участка пласта секущими (косо или нормально) трещинами.

8. Рогообразные тела формируются вблизи более крупных секущих нарушений (ограничивающих мелкие тектонические блоки) и связаны с образованием небольших складок волочения. Факторами рудоотложения являются межслоистые отслоения вдоль пласта, развивающиеся как структуры оперения секущего разлома при боковом смещении по нему. Мощность рудного тела вблизи трещины возрастает в 2—2,5 раза. Самостоятельного значения эти тела не имеют.

9. К числу второстепенных в этой группе относятся рудные тела в тектонических пластинах рудовмещающего горизонта.

Третью группу составляют структурно-морфологические элементы рудных тел, моделированные сочетанием предыдущих более простых форм. К этой группе относятся куполо- и корытообразные, почковидные тела и многоярусные корытообразные залежи.

10. Куполо- и корытообразные тела представляют собой сочетание увальных и ложбинных залежей с пологими и крутыми флексурами. Обычно они развиваются в условиях залегания рудовмещающего горизонта, близких к моноклиналильному. Характерной особенностью является наличие ограничивающих разломов, ориентированных вкрест или несколько косо к простирацию пород. Главным фактором локализации оруденения является дробление доломитов, связанное с образованием мелких структурных волн. Морфологические особенности этих тел указывают на то, что в их формировании важную роль играло сжатие по простирацию и по восстанию пластов. Интенсивность дробления усиливается в сводовых частях мелких волн, вблизи крупных секущих трещин и особенно крупных нарушений.

11. Почковидные тела возникают на внутренних частях увальных и ложбинных залежей и не имеют самостоятельного значения. Оруденение локализуется в отслоениях и в участках интенсивного дробления, сопровождающих секущие трещины.

12. Многоярусные корытовидные залежи образуются в условиях блокирования тесножатой синклинальной складки субпараллельными разломами. При этом происходит многоярусное расслоение горизонта и, по-видимому, избирательное дробление отдельных более крупных пропластков доломитов. Этот тип обычно содержит убогие руды и не имеет существенного значения.

Выделенные структурно-морфологические элементы рудных тел неравнозначны по масштабам. По суммарным запасам свинца их можно разделить на три категории: главные, второстепенные и подчиненные. К главным относятся куполо- и корытообразные тела, увальные и ложбинные залежи. Второстепенными являются крутые и пологие флексуры, седловидные и корытовидные залежи и пластообразные тела. Все остальные имеют подчиненное значение.

Таким образом, наиболее перспективными для рудного поля являются сложные рудные тела, образованные пересечением мелких структурных волн по падению и по простирацию. Их благоприятность особенно возрастает вблизи разгруженных граней разломов, ограничивающих отдельные тектонические блоки. Характерно, что рудные тела, связанные с синклинальными прогибами (корытовидные залежи, пологие флексуры, ложбинные залежи), контролируют почти в 2 раза больше запасов, чем соответствующие им тела в антиклинальных структурных формах (табл. 15). Это свидетельствует о сравнительно спокойной, сла-

Таблица 15

Относительное значение структурно-морфологических элементов рудных тел, связанных с мелкой складчатостью (количество запасов в % от общих по рудному полю)

Тела, связанные с синклинальными прогибами	Запасы	Тела, связанные с антиклинальными формами	Запасы	Отношение
Корытовидные залежи .	6,5	Седловидные залежи . .	1,4	4,6:1
Пологие флексуры . . .	7,5	Крутые флексуры . . .	2,5	3:1
Ложбинные залежи . .	20,4	Увальные залежи . . .	14,6	1,4:1
Итого	34,4	Итого	18,5	1,9:1

бонапорной циркуляции рудообразующих растворов, двигавшихся преимущественно вдоль синклинальных прогибов, и служит веским доказательством гидротермального генезиса оруденения в Сумсаре.

Приведенный фактический материал показывает, что для каждого структурно-морфологического элемента рудных тел характерна опреде-

ленная геологическая позиция. В связи с этим на участках с разным геологическим строением могут преобладать определенные морфологические элементы рудных тел. Это обстоятельство следует учитывать при поисковой разведке на смежных участках.

Изучение морфологических особенностей рудных тел и условий их размещения на участках, отличающихся деталями геологического строения, должно способствовать более эффективному проведению поисково-разведочных работ.

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТУРПАК

Месторождение Актурпак расположено на северном крыле Кураминского мегантиклинория, в трещинах оперения древнего, многократно обновлявшегося разлома субширотного простирания. Трещины оперения имеют северо-восточное направление и расчленяют площадь месторождения на обособленные тектонические блоки, испытывавшие разнонаправленные перемещения. Падение большинства разломов крутое на северо-запад. Субширотный разлом имеет один четко выраженный сместитель, падение его крутое на север (рис. 9).

Площадь месторождения сложена сиенито-диоритами среднекарбонового возраста, среди которых сохранились небольшие останцы эффузивов нижнего и известняков среднего девона. Те и другие прорваны дайками гранодиорит-порфиров и аплитов. Рудовмещающие породы на всей площади месторождения подверглись гидротермальной проработке (табл. 16), интенсивность которой возрастает вблизи крупных разломов.

В целях выяснения характера влияния гидротермальных изменений пород на размещение в них золотого оруденения производилась оценка их интенсивности в баллах по разработанной авторами трехбалльной шкале (табл. 17).

Золоторудные тела и оруденение локализуются в разломах всех основных направлений и в узлах их пересечений. Они имеют различную форму и размеры и сложены кварцем, сульфидами, блеклыми рудами, золотом (самородным и рассеянным в сульфидах). В зависимости от количества сульфидов, выделено два типа руд: существенно сульфидные пирит-кварцевые и малосульфидные кварцево-полиметаллические. В первом типе руд резко преобладает золотосодержащий пирит (50—90% объема). При его выщелачивании в зоне окисления остается ноздреватый «сухаревидный» кварц с высокими содержаниями очень мелкого золота. Во втором типе руд пирит, сульфиды свинца, меди, цинка и блеклые руды составляют не более 5% объема жильной массы. Золото, обычно самородное, образует макроскопически видимую вкрапленность в кварце. Руды различного вещественного состава чаще всего разобщены. Поскольку морфологические особенности рудных тел выражают геолого-структурные условия их формирования, они систематизируются авторами по структурным типам, в соответствии с классификацией, предложенной А. В. Королевым (1954).

Рудные тела месторождения относятся к двум группам — секущим и контактовым, которые подразделяются на классы и типы (табл. 18). Секущие занимают 86% от суммарной площади рудных тел месторождения, контактовые 14%.

Изучение особенностей размещения рудных тел на месторождении показало, что в различных геолого-структурных условиях рудные тела имеют различную морфологию (рис. 10). Оруденение в них распределено следующим образом (в процентах к суммарной площади рудных тел): рудные столбы 44%, рудные линзы 44%, рудные жилы 9%, брусковидные тела 2%, рудные штоки 1%.

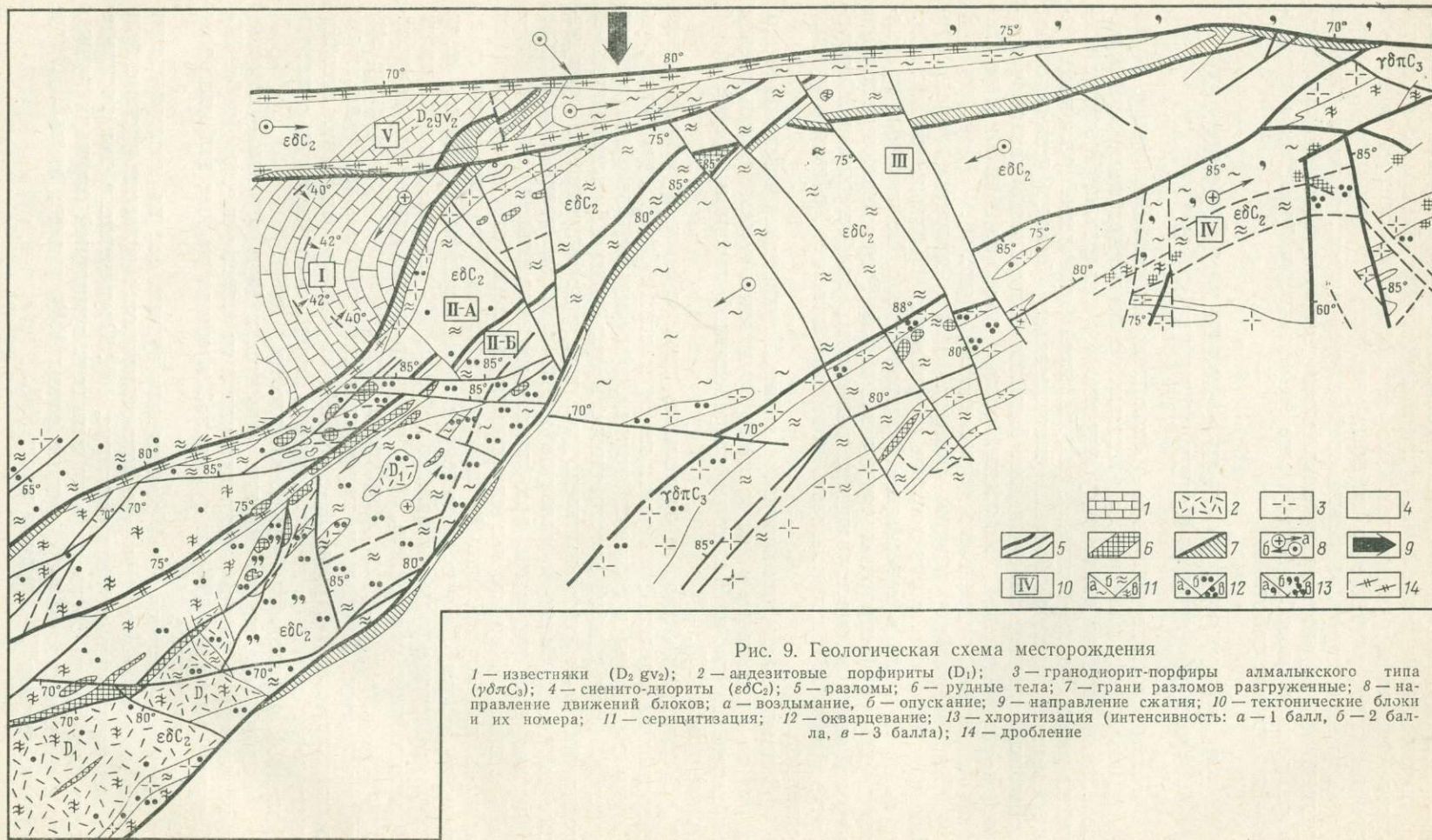


Рис. 9. Геологическая схема месторождения

1 — известняки ($D_2 gv_2$); 2 — андезитовые порфиры (D_1); 3 — гранодиорит-порфиры алмалыкского типа ($\gamma\delta\pi C_3$); 4 — сиенито-диориты ($\varepsilon\delta C_2$); 5 — разломы; 6 — рудные тела; 7 — грани разломов разгруженные; 8 — направление движений блоков; а — воздымание, б — опускание; 9 — направление сжатия; 10 — тектонические блоки и их номера; 11 — серицитизация; 12 — окварцевание; 13 — хлоритизация (интенсивность: а — 1 балл, б — 2 балла, в — 3 балла); 14 — дробление

Строение тектонических блоков вмещающих пород

Номер блока	Размер блока (в % к площади месторождения)	Форма		Вмещающие породы	Изменение		Удельная трещиноватость (max)	Направление трещин
		План	Разрез		Тип	Интенсивность		
I	14	Клин	Клин, сходящийся на глубине	Известняки, сиенито-диориты	Серпентинизация Серицитизация	Сильная "	Более 40	Беспорядочные
II-A	16	Неправильная	То же	Сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры	Серицитизация Окварцевание метасоматическое Хлоритизация	Сильная " Средняя	Около 10	Северо-восточные и субширотные
II-B	16	Клин	" "	Туфы, сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры	Серицитизация Хлоритизация Окварцевание метасоматическое	Средняя Сильная "	Более 50	Северо-восточные
III	26	Клин	" "	Сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры	Серицитизация Окварцевание метасоматическое	Сильная "	Около 10	Субширотные
IV	23	Не установлена	Не установлена	Сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры	То же	Средняя	15—20	Северо-восточные
V	5	Клин	С глубиной расширяется	Известняки, сиенито-диориты	Серпентинизация Серицитизация	Средняя "	Редкие	—

Интенсивность изменений пород
(в баллах)

Изменения	Интенсивность в баллах	Характер превращений
Серицитизация	1	Порфиновые выделения плагиоклазов замещены серицитом
	2	От 30 до 70% объема основной массы замещено. Структура породы различима
	3	Изменена большая часть породообразующих минералов. Структура породы неразличима
Окварцевание метасоматическое	1	Кварцем замещается до 30% породы. Структура породы различима
	2	Замещается от 30 до 70% породы. Структура различима с трудом
	3	Изменено более 70% породы. Образован вторичный кварцит. Структура неразличима
Хлоритизация	1	Замещены темноцветные минералы (до 30% породы хлоритизировано)
	2	Частично замещению подвергались плагиоклазы и основная масса (от 30 до 70% породы хлоритизировано). Структура породы различима
	3	Хлорит составляет более 70% объема породы. Структура неразличима

Золотое оруденение на площади месторождения распределяется по тектоническим блокам неравномерно: во II 73%, в III 2%, в IV 25%. В остальных блоках рудные тела не выявлены. На размещение рудных тел на месторождении существенное влияние оказывают гидротермальные изменения пород и структурный фактор рудоотложения (рис. 11). Это наглядно подтверждается приуроченностью большинства рудных тел к разломам: в блоках I и II, в породах, затронутых окварцеванием или серицитизацией, 46% от общей площади, а в блоках III, IV, V — в контактах зон, представленных другими типами изменений, 49% от общей площади. Незначительное количество рудных тел (до 5% площади) отмечено в породах, в которых сочетаются несколько типов изменений — окварцевание с хлоритизацией или серицитизацией и др. (III на рис. 11).

Оруденение в различных типах измененных пород распределено поразному. Так, в окварцованных породах максимум приходится на участки развития метасоматического окварцевания интенсивностью в 1 балл, в серицитизированных породах количество рудных тел возрастает пропорционально интенсивности изменений.

Большое количество рудных тел приурочивается к разломам в контактах участков с различными по интенсивности сочетаниями окварцевания и серицитизации. Не менее благоприятно для размещения рудных тел снижение интенсивности окварцевания или одновременном возрастании интенсивности серицитизации. При простых сочетаниях (например, контакт зон серицитизации и окварцевания) условия для размещения рудных тел менее благоприятны. Обратные соотношения устанавливаются между изменениями вмещающих пород и размерами рудных тел: последние возрастают по мере усложнения строения зон измененных пород, обусловленного совмещением нескольких типов изменений (см. рис. 11).

Структурные типы рудных тел

Группа	Класс	Типы рудных тел	Морфология	Размеры ²	Распределение оруденения	Относительное значение в %	Тектонический блок
Секущие	Трещинные жилы и сложные оруденелые разломы	В трещинах отрыва	Сложная рудная жила (<i>a</i>) ¹ Простая жила (<i>б</i>)	Д, ш—Ш, м	Весьма неравномерное	2	III
		В трещинах скальвания	Рудная линза (<i>в</i>)	Д, ш—Ш, м	Неравномерное	44	II
		В сопряжениях разломов	Рудный столб (<i>г</i>)	Д, ш, м	"	5	II
		В трещинах оперения разломов	Рудный столб (<i>д</i>)	Д, ш, м	"	2	II
		В пересечениях трещин скола	Трубчатая жила сплошная (<i>e</i>)	Д, ш, м	"	7	II и IV
		В пересечениях минерализованных зон и трещинных жил	Рудный столб (<i>жс</i>)	Д, ш, м	"	23	II и IV
		В разломах, ограниченных секущими нарушениями	Рудный брусок (<i>з</i>)	Д, ш, м	"	2	II
		В пересечении крутых и пологих трещин	Рудный шток (<i>и</i>)	д=ш=м	Относительно равномерное	1	IV
Контактные	Тела в дайках и в их контактах	В искривленных контактах всяческого блока дайки гранодиорит-порфиров	Контактный рудный столб (<i>к</i>)	Д, ш, м	Неравномерное	10	II и IV
		Тела в повторных сколах, в дайках гранодиорит-порфиров	Рудный столб (<i>л</i>)	Д, ш, м	"	4	IV

¹ *a—л* номера зарисовок на рис. 10.² Д — протяженность по падению, ш — протяженность по простиранию, м — мощность. Величина буквы указывает преобладающий размер.

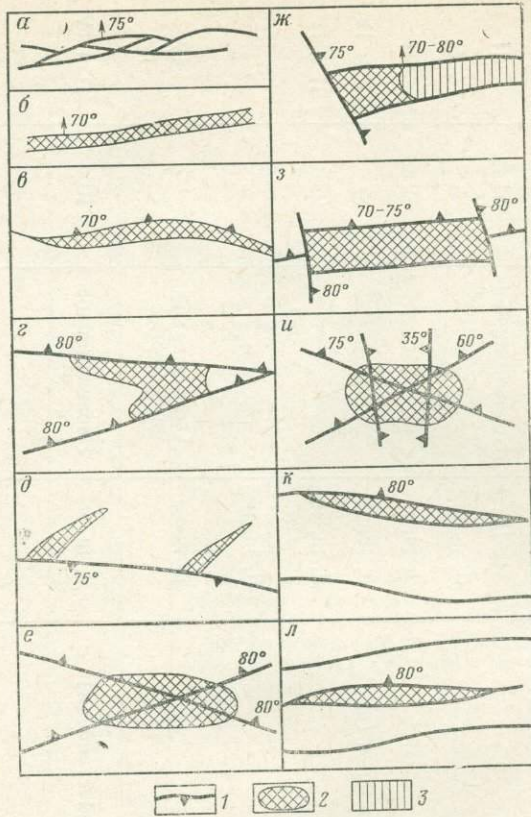


Рис. 10. Морфология рудных тел (зарисовки в плане к табл. 18)

1 — рудоконтролирующие трещины; 2 — рудные тела; 3 — интенсивные вторичные изменения пород



Рис. 11. Влияние гидротермальных изменений пород на рудоносность
 Ок — окварцевание; Хл — хлоритизация, Сер — серицитизация. В числителе — в висячем боку рудного тела, в знаменателе — в лежачем боку

Влияние структурного фактора сказывается в первую очередь на приуроченности рудных тел определенной формы к одному из типов разломов (табл. 19). Кроме того, выявляется зависимость рудоносности разломов от их ориентировки. Наиболее благоприятными являются разломы направления СВ 50° (рис. 12, а). Менее благоприятны субмеридиональные структуры. Разломы направлений СВ 35° , СВ 60° , СВ 80° характеризуются умеренной рудоносностью. Благоприятность той или иной ориентировки рудовмещающих структур выявлялась на примере Центрального разлома. Для этого положение участков разлома — границ, несущих различное количество оруденения, выносилось на график в прямоугольных координатах азимут падения (α) — угол падения (β). В точке, соответствующей положению каждой грани, вписывались значения метротоннаж оруденения. Затем производилась статистическая обработка данных. Густота изолиний отражает положение максимума оруденения, который соответствует углу падения 75° (см. рис. 12, б).

Таблица 19

Приуроченность рудных тел определенной морфологии к различным генетическим типам разломов

Генетический тип рудовмещающего разлома	Морфология рудных тел	Относительное значение в условных единицах
Отрывы	Простые и сложные жилы	1
Сколы	Линзы	22
	Столбы	3
Сопряжения и пересечения разломов	Трубчатые жилы, бруски, штоки, столбы	19

Таким образом, на месторождении установлено 10 структурных типов тел, из которых преобладающими по запасам являются тела в трещинах скола. Наиболее распространены рудные линзы и столбы.

Существенное влияние оказывают гидротермальный метаморфизм пород и структурный фактор рудоотложения. Влияние первого проявляется в приуроченности рудных тел к породам, подвергшимся определенным типам изменений, причем в разломах, разграничивающих области развития типов изменений, установлено преобладающее количество рудных тел небольших размеров.

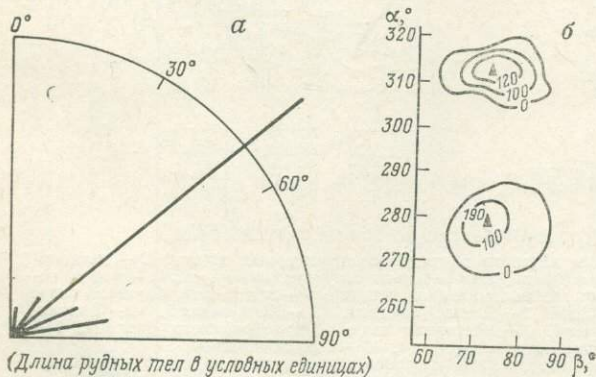


Рис. 12. Зависимость размещения оруденения от элементов залегания рудных тел: а — от азимутов падения, б — от углов падения

Влияние структурного фактора проявляется в приуроченности рудных тел к разломам северо-восточного направления, имеющим углы падения $70-80^\circ$.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ В ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЯХ АЛМАЛЫК-АНГРЕНСКОГО РАЙОНА

В 1962—1968 гг. на ряде золоторудных полей разрывного типа в Кармазаре проводились расследования по выяснению условий размещения золотого оруденения, оценке рудоконтролирующих факторов и

составлению крупномасштабных геологпрогнозных карт. В основу работ был положен структурный анализ условий локализации послемагматических руд (Королев, Шехтман, 1965).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Все изученные рудные поля относятся к типу разрывных (рис. 13, табл. 20), однако в их строении имеются существенные различия.

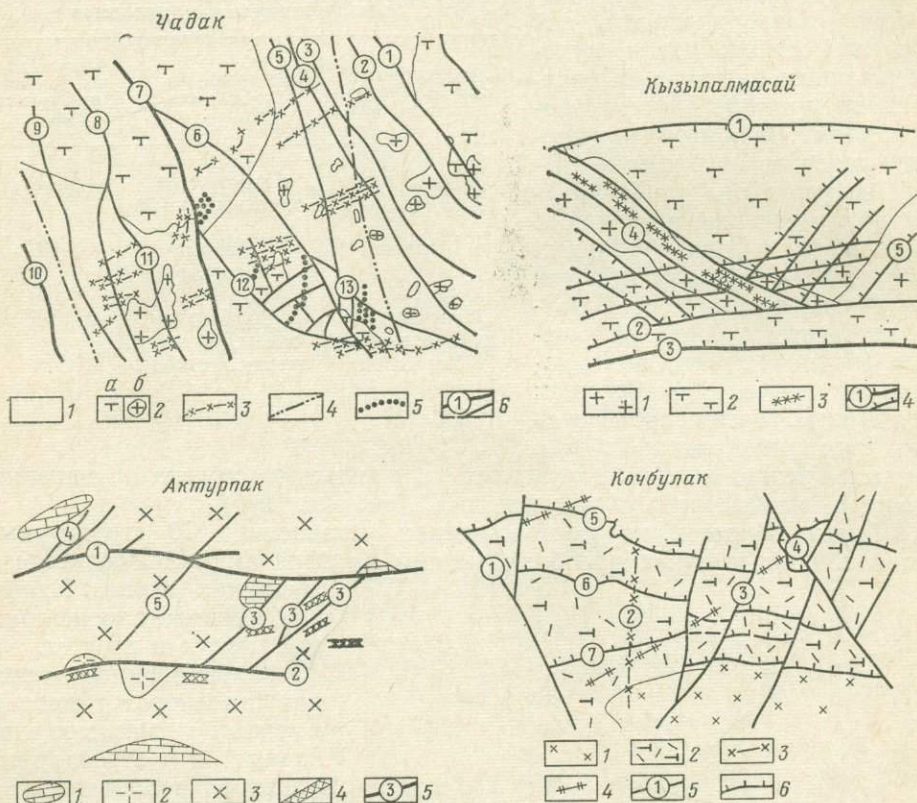


Рис. 13. Геолого-структурные схемы золоторудных полей

Чадак: 1 — интрузивные породы нижнего и среднего структурных ярусов; 2 — вулканогенно-осадочные (а) и интрузивные (б) породы верхнего структурного яруса; 3 — дайки основного и кислого составов; 4 — оси антиклинальных складок; 5 — кварц-золоторудные тела; 6 — разломы (1 — Верхнепирмиабский, 2 — Казанбулакский, 3 — Кенкольский, 4 — Коптал-казанбулакский, 5 — Чадак-Башинский, 6 — Восточная ветвь Джулайсайского, 7 — Терекский, 12 — ветвь Джулайсайского, 13 — Пирмиабский)

Кызылалмасай: 1 — гнейсированные граниты нижнего структурного яруса; 2 — гнейсированные туфы кислого состава среднего структурного яруса; 3 — интрузивные дайки; 4 — разломы (1 — Актурлапский, 2 — Гошсайский, 3 — Ангренский, 4 — Кызылалмасайский, 5 — Самарчукский)

Актурпак: 1 — известняки девонские; 2 — сиенито-диориты среднекарбонные; 3 — гранодиорит-порфиры верхнекарбонные; 4 — дайки кислого состава; 5 — разломы (1 — Карабулакский, 2 — Кальмакырский, 3 — Актурпакского направления, 4 — Приконтактовый, 5 — Гольдуранский)

Кочбулак: 1 — субвулканическое тело (некк) сиенито-диоритов; 2 — туфы и порфиры основного состава; 3 — дайки кислого состава; 4 — дайки основного состава; 5 — секущие разломы (1 — I Меридиональный, 2 — II Меридиональный, 3 — III Меридиональный, 4 — Северо-Западный); 6 — межформационные срывы (5 — Узун, 6 — Кальта, 7 — четвертая зона)

Чадакское рудное поле сложено магматическими породами, объединяемыми в три структурных яруса (Аверин, 1962). Нижний ярус включает осадочно-вулканогенные породы верхнедевонского и нижнекарбонного возраста и прорывающие их гранодиориты карамазарского типа. Средний ярус сложен эффузивно-осадочными породами нижне- и верхнекарбонного возраста и прорывающими их гранитоидными до-

Структурные типы некоторых золоторудных полей Алмалык-Ангренского района

Структурный тип (рудное поле)	Позиция относительно складчатых структур	Геологические формации	Рудовмещающие породы	Ведущие структурные типы рудных тел	Главные факторы локализации руд (структурные и литологические)
Пересечение разломов глубокого заложения (Чадакское)	Крутые и пологие крылья складок	Интрузивная, эффузивная	Гранитоиды, андезитовые порфириты, дацитовые порфиры	Простые и сложные рудные жилы в повторных сколах вдоль ранних минеральных тел Рудные столбы в пересечении дорудных минеральных тел с разломами	Ориентировка по падению и простиранию разломов Химическая активность пород Сочетание неоднородных пород в разрезе
Блокирование древнего обновленного разлома молодыми (Кызылалмасайское)	Продольное поднятие на крыле синклинали	Интрузивная, эффузивная, метаморфическая	Граниты, диориты, сланцы	Рудные линзы в искривлениях трещин скалы Рудные столбы в пересечениях разломов	Ориентировка по падению и простиранию рудовмещающих разломов Сопряжение и пересечение рудоносных трещин Сочетание неоднородных пород в разрезе
Системы оперения разгруженных участков крупных разломов (Актурпакское)	Поперечное поднятие на крыле антиклинали	Интрузивная, эффузивная	Сиенито-диориты, гранодиорит-порфиры	Рудные линзы в искривлениях трещин скалы	Ориентировка рудовмещающих разломов по падению Сопряжение и пересечение рудоносных трещин
Тектоническое обрамление жерл палеовулканов (Кочбулакское)	Крутой склон палеовулкана	Эффузивная	Туфы и порфириты основного состава	Рудные жилы в секущих разрывах Рудные линзы в искривлениях трещин скалы и отрыва	Ориентировка рудовмещающих разломов по падению и простиранию Сочетание неоднородных пород в разрезе Химическая активность пород

шурабсайскими интрузиями. Верхний ярус объединяет ниже- и верхнепермские вулканогенно-осадочные породы и прорывающие их послешурабсайские интрузии основного и кислого состава.

Нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений рудное поле расчленено на тектонические блоки, имевшие в различные стадии тектонических движений разнонаправленные перемещения. Кроме тектонических разрывов, включающих высоко- и низкотемпературные комплексы и сопровождающихся зонами дробления, в пределах рудного поля отмечены дайковые пояса восток-северо-восточного и запад-северо-западного направлений. Имеются дайки от основного до кислого состава.

Рудные тела локализуются в субмеридиональных нарушениях и местах их пересечения с субширотными. Представлены они кварцево-сульфидными с золотом жилами. Выделено более 10 типов тел, из которых наиболее развиты восемь.

Кызылалмасайское рудное поле сложено также магматическими породами, объединяемыми (см. рис. 13) в два структурных яруса — нижний и средний. В нижний ярус включены ниже- и среднепалеозойские гранитоиды, гнейсы и блоки сланцев, прорванные дайками различного состава, а в средний ярус — среднекарбонные литокристаллокластические туфы с прорывающими их дайками кислого состава.

Нарушениями северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений рудное поле расчленено на ряд тектонических блоков, имевших разнонаправленные перемещения с небольшими амплитудами. Для основных нарушений установлены сбросовые и взбросовые перемещения.

Рудные тела локализованы в северо-восточных разломах и местах их пересечения с субширотными. Выделено 12 типов тел, из которых наиболее развиты пять. Тела представлены кварцевыми жилами с редкими сульфидами.

Актурпакское рудное поле сложено преимущественно интрузивными породами средне- и верхнекарбонного возраста. Менее развиты эффузивные и осадочные породы девона. Рудные тела приурочены к северо-восточным нарушениям, оперяющим региональные субширотные разломы. Выделено 10 типов тел. Основные запасы сосредоточены в шести. Рудные тела представлены существенно кварцевыми, кварц-сульфидными и сульфидными жилами с неравномерным содержанием золота.

Кочбулакское рудное поле сложено вулканическими породами среднекарбонного возраста. Изучены туфы, лавобрекчии и порфириды. Отмечены единичные дайки основного и кислого составов. В строении рудного поля участвуют секущие и меридиональные, северо-восточные и северо-западные разломы и согласные межформационные срывы субширотного направления. Тектоническое строение поля определяется наличием в пределах его жерл палеовулканов, которые обрамляют разрывные нарушения. Выделено 10 типов рудных тел. Основные запасы сосредоточены в пяти из них. Вещественный состав тел отличен от описанных выше — в них присутствует кварц с большим количеством сульфидов и блеклых руд.

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Как отмечено выше, для каждого из рудных полей установлено и описано до 10 типов рудных тел, относящихся преимущественно к группе секущих (табл. 21, рис. 14). Детальная характеристика рудных тел позволила произвести сравнение их в различных геолого-структурных

Структурные типы рудных тел

Группа	Структурный тип	Морфология	Рудное поле							
			Чадакское		Кызылалмасайское		Актурпакское		Кочбулакское	
			Размеры тела	Содержание компонента	Размеры тела	Содержание компонента	Размеры тела	Содержание компонента	Размеры тела	Содержание компонента
Секущие	В повторных сколах вдоль ранних минеральных тел	Простые жилы (а)*	Крупные	Низкое	—	—	Крупные	Среднее	Крупные	Высокое
	В искривлениях трещин скалывания	Рудные линзы (б)	Средние	Среднее	Крупные	Среднее	Мелкие	Высокое	Мелкие	Высокое
	В приоткрываниях искривленных контактов даек	Рудные линзы (в)	Мелкие	Низкое	Мелкие	Среднее	Мелкие	Высокое	—	—
	Сближенные рудные прожилки в повторных сколах	Сложные жилы (г)	Крупные	Среднее	—	—	—	—	Крупные	Высокое
	В сопряжении рудоносных трещин	Рудные столбы (д)	—	—	Мелкие	Низкое	Мелкие	Высокое	—	—
	В пересечении дорудных минеральных тел с разломами	Рудные столбы (е)	Мелкие	Высокое	Мелкие	Высокое	Мелкие	Высокое	Средние	Высокое
	В пересечении трещин скалывания	Трубчатые жилы (ж)	—	—	Единичные тела		Мелкие	Высокое	—	—
Согласные	В межпластовых срывах	Рудные залежи (з)	—	—	Единичные тела		—	—	Крупные	Среднее

* а - з - номера зарисовок на рис. 14,

условиях и оценить благоприятность структурных позиций для каждого типа полей.

Сравнение запасов по восьми типам рудных тел, встречающихся почти во всех рудных полях, показало, что в различных типах полей преобладают лишь некоторые из них (табл. 22). Так, для чадакских месторождений наибольшее значение имеют рудные столбы в пересечении минеральных тел разломами, для кызылалмасайских и актурпакских — рудные линзы в искривлениях трещин, для кочбулакских — простые жилы в повторных сколах.

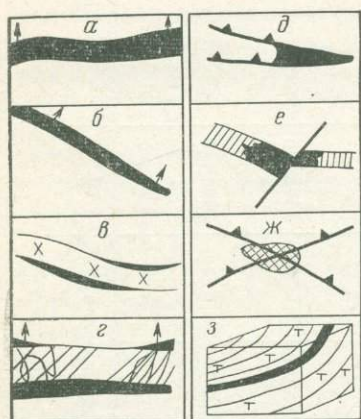


Рис. 14. Морфология рудных тел (зарисовки в плане к табл. 21) по размерам значительно больше подобных тел в остальных полях.

Масштабы отдельных типов рудных тел различны для каждого рудного поля (табл. 23). Так, простые жилы в Кочбулакском поле существенно превосходят по размерам подобные тела в Чадакском; в остальных рудных полях значение этих тел невелико. Более высокое и приблизительно равное значение имеют рудные линзы в искривлениях трещин в Чадакском, Кызылалмасайском и Актурпакском полях. В Чадакском рудном поле рудные столбы в пересечениях разломов по размерам значительно больше подобных тел в остальных полях.

Таблица 22

Относительное значение структурных типов тел в рудных полях (в условных цифрах)

Структурный тип рудных тел	Рудное поле			
	Чадакское	Кызылалмасайское	Актурпакское	Кочбулакское
Простые жилы в повторных сколах	1,3	—	—	2,3
Рудные линзы в искривлениях трещин	—	1,5	1	—
Рудные линзы в искривлениях контактов даек	—	—	—	—
Сложные жилы в повторных сколах	1	—	—	1
Рудные столбы в сопряжениях трещин	—	—	—	—
Рудные столбы в пересечениях разломов	2	1	0,5	—
Трубчатые жилы в пересечении трещин скола	—	—	—	—
Рудные залежи в межпластовых срывах	—	—	—	7

Таким образом, в простых рудных жилах и линзах, имеющих крупные размеры, сосредоточены основные запасы руд рассмотренных рудных полей. Значительная линейная протяженность этих тел позволила изучить их морфологию дополнительно методом проекции на вертикальные плоскости (рис. 15).

Анализ проекций основных рудовмещающих разломов показал, что наряду с благоприятной для отложения рудной минерализации ориен-

тировкой разломов по простиранию имеет значение их падение, причем изменение этих углов в пределах 10—15° влияет на размещение руд сильнее, чем изменение азимутов простирания на 20—25°. На чадакских месторождениях интервал значимости углов (табл. 24) включает пологие и крутые углы при наибольшей благоприятности последних; в кызылалмасайских нарушениях оруденение локализовано в участках с крутыми углами падения, в актурпакских — с вертикальными. Существенно отличаются от описанных нарушения Кочбулакского поля: в них рудные тела установлены в участках с углами падения от 30 до 45°.

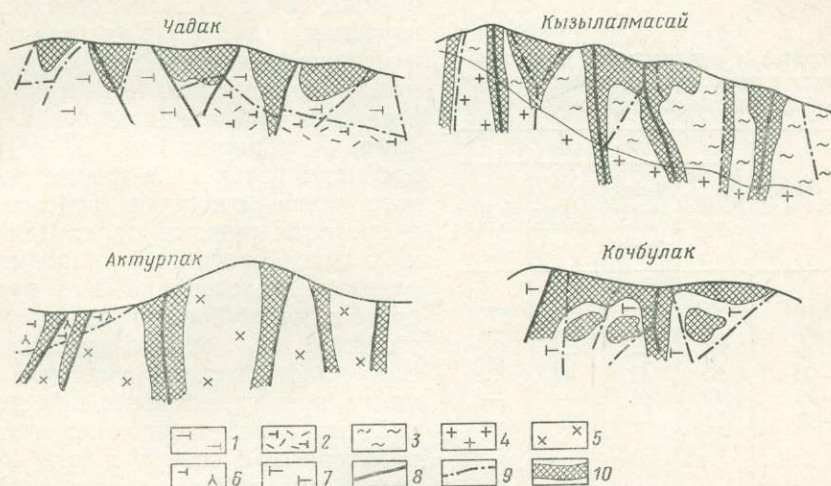


Рис. 15. Размещение рудных тел в основных рудовмещающих структурах
 1 — андезитовые порфиры; 2 — туфы андезитового состава; 3 — метаморфические породы; 4 — транзиты; 5 — сениито-диориты; 6 — андезит-дацитовые порфиры; 7 — андезитовые порфириты; 8 — разломы; 9 — ребра граней; 10 — рудные тела

Кроме изучения структурных условий размещения оруденения производилась оценка химических свойств пород и их сочетаний вдоль разломов и в вертикальном разрезе. Установлено, что в большинстве месторождений оруденение сосредоточено в нарушениях с гидротермально измененными породами при сочетании средних степеней изменения

Таблица 23

Относительные значения структурных типов секущих тел в рудных полях (в условных цифрах)

Структурный тип тел	Рудное поле				Относительное значение структурного типа
	Чадакское	Кызылалмасайское	Актурпакское	Кочбулакское	
Простые жилы в повторных сколах	1	—	—	6	39
Рудные линзы в искривлениях трещин	1	1	1	—	22
Рудные линзы в искривлениях контактов даек	1	—	—	—	—
Сложные жилы в повторных сколах	—	—	—	1	18
Рудные столбы в сопряжении трещин	—	—	1	—	—
Рудные столбы в пересечениях разломов	3	2	—	1	19
Трубчатые жилы в пересечении трещин скола	—	—	1	—	—

(среднее окварцевание со средними серицитизацией, ортоклазизацией и т. п.). Оруденение отмечается также в контактах физически неоднородных пород (сланцев и гранитов, туфов и интрузивов и т. п.). В целом сочетание соответствующей ориентировки рудоносных разломов с благоприятными породами сопровождается промышленными концен-трациями оруденения в рудных телах.

Выявленные закономерности развития рудных тел в различных структурных типах золоторудных полей и оруденения в них в зависи-мости от ориентировки разломов и наличия благоприятных пород по-зволяют предложить общие принципы прогнозирования как для изу-ченных, так и для аналогичных не-

Таблица 24

Относительная рудоносность разломов в участках с различными углами падения (в условных цифрах)

Классы углов падения, град.	Рудное поле			
	Чадак-ское	Кызылалма-сай-ское	Актур-пакское	Кочбу-лакское
0—15	—	—	—	—
16—30	1	—	—	—
31—45	5	—	—	150
46—60	56	42	—	33
61—75	40	41	—	—
76—90	31	—	25	—

изученных полей. Для чадакских месторождений разведку и поиски можно планировать в участках пересечения субмеридиональных разломов субширотным Железным, проекции которого в форме дайкового пояса отмечены повсеместно в пределах рудного поля. Для Кызылалмасайского поля возможно развитие пологонаклонных рудных столбов на глубоких горизонтах месторождений, образовавшихся за счет приоткрываний участков разломов преимущественно при вертикальных перемещениях по ним, ограниченных с севера и юга региональными субширотными наруше-

ниями. Для актурпакских месторождений могут быть выявлены рудные линзы по падению и простираению разломов, оперяющих региональные субширотные нарушения. Существенно отличаются рудные тела Кочбулака: здесь наряду с уже разведанными жилами и залежами возможно обнаружение рудных столбов в пересечении пологих и кру-тых нарушений.

О ВЛИЯНИИ СТРОЕНИЯ РАЗЛОМОВ НА РАЗМЕЩЕНИЕ РТУТНЫХ РУД В КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Влияние особенностей строения зоны рудоконтролирующего разлома и элементов его залегания на размещение оруденения рассмат-ривается на примере ртутных месторождений Шамиши и Черекты в моноклинально залегающих карбонатных комплексах среднего и верхнего девона в бассейне р. Сох.

Северный надвиг на месторождении Шамиши разграничивает ру-довмещающие известняково-доломитовые породы девона и известняки нижнего карбона. Строение его зоны зависит от пространственного по-ложения сместителя и от состава окружающих пород. Первое опреде-ляет направление тектонических усилий, а второе — физико-механиче-ские свойства пород и характер их деформаций.

В пределах граней сместителя с южным падением зона разлома имеет простое строение (рис. 16, в). Хрупкие доломиты всячего бока при тектоническом сжатии превращались в мелкообломочную брекчию и милониты. Более пластичные известняки лежащего бока в этих усло-виях, сохраняя первоначальную структуру, приобрели значительную трещиноватость, а местами оказались рассланцованными или брекчи-рованными. Общая мощность зоны 5—10 м, причем большая часть при-ходится на доломиты всячего бока надвига.

Строение зоны юго-восточных граней Северного надвига сложно, особенно среди разнородных пород (см. рис. 16, а). В данном случае смещение происходило по целому ряду сближенных параллельных плоскостей, и охарактеризованная выше схема строения зоны оказалась

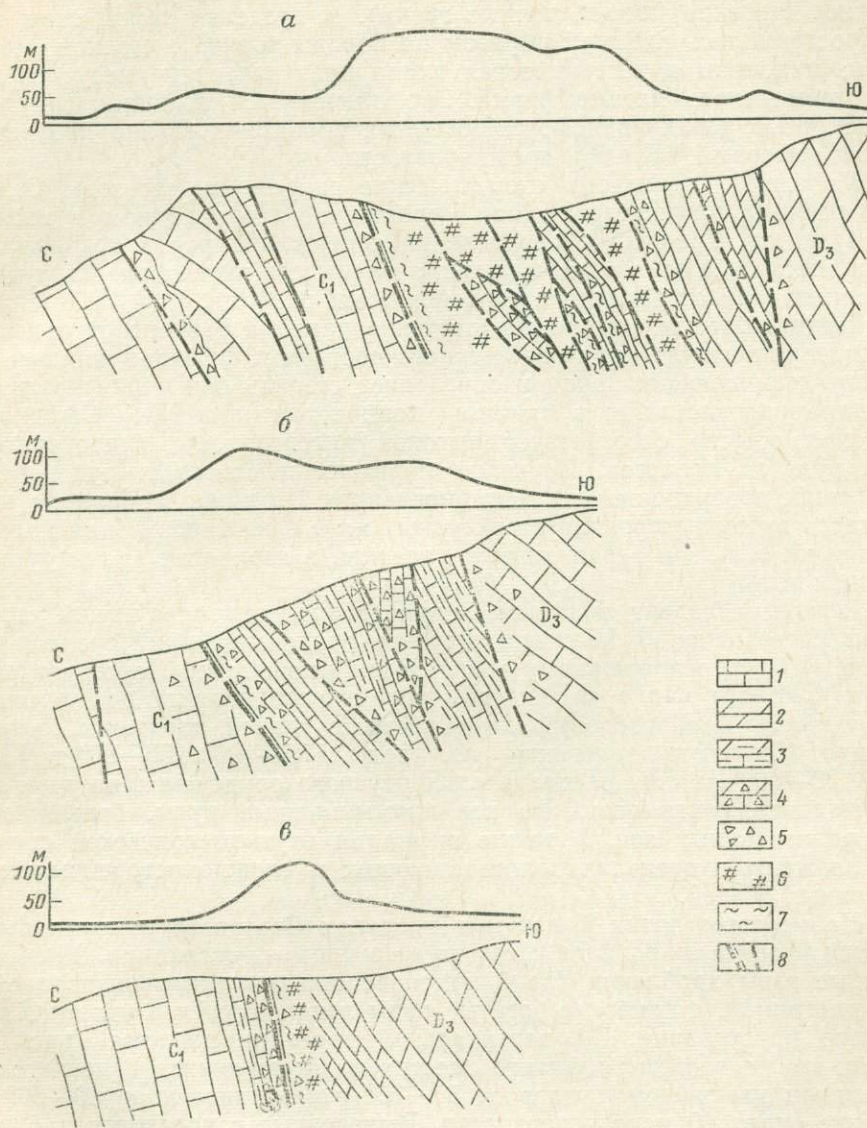


Рис. 16. Строение зоны Северного надвига месторождения Шамиши и графики удельной трещиноватости (количество трещины на 1 м)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — породы трещиноватые; 4 — породы брекчированные; 5 — брекчии; 6 — милониты; 7 — глина трения; 8 — плоскости подвижек

многократно повторенной с сохранением отдельных фрагментов целого. Плоскости подвижек маркируются тектонической глиной трения с зеркалами скольжения, а также тектоническими пластинами известняков, смещенными вдоль плоскостей в деформированные доломиты. Общая мощность зоны возрастает до 20—30 м. В однородных породах на ана-

логичных участках зона надвига устроена более просто, но мощность ее остается значительной (см. рис. 16, б).

Различия во внутреннем строении зоны Северного надвига непосредственно влияли на локализацию гидротермальной минерализации. На месторождении процессы кальцитизации, окварцевания и ожелезнения наиболее интенсивно проявились на участках, где зона имеет сложное строение (юго-восточные грани). В пределах самой зоны они распространились главным образом на породы тонкой и мелкой блоковости; милониты и тектоническая глина практически не несут следов гидротермального метаморфизма. Это объясняется неодинаковой проницаемостью различно деформированных пород и косвенно подтверждается замерами удельной трещиноватости.

На рис. 17 приведены схематические разрезы вкрест зоны Северного разлома на месторождении Черекты, на его западном и восточном флангах. Графики распределения содержания ртути показывают, что и здесь наблюдается отчетливая зависимость интенсивности рудной минерализации от характера строения зоны разлома.

Таким образом, внутреннее строение разлома зависит от ориентировки его плоскости, от вещественного состава и физико-механических свойств окружающих пород и определяет степень благоприятности зоны для рудоотложения в каждом конкретном участке. Сложность строения обычно способствует высокой интенсивности гидротермального рудного процесса. Изучение морфологии основных рудоконтролирующих поверхностей на месторождениях Шамиши и Черекты проводилось путем построения структурных карт в изогипсах (для пологопадающих тел) или вертикальных проекций в изолонгах (для крутопадающих тел).

Северный надвиг является основной рудоконтролирующей структурой месторождения Шамиши. Ртутное оруденение приурочено к его всячему боку, осложненному оперяющимися разрывами. На структурной схеме (рис. 18) видно, что изгибы поверхности надвига по простиранию привели к образованию двух семейств граней, имеющих соответственно элементы залегания аз. пад. $175-190^\circ \angle 50-80^\circ$ и $150-170^\circ \angle 30-60^\circ$. Анализ распределения ртутного оруденения на этом месторождении показывает, что все промышленные руды, большинство минерализованных зон, а также аномалии ртутнометрической съемки расположены в пределах пологопадающих и сложнопостроенных юго-восточных граней.

На месторождении Черекты в пределах Северного разлома выделяются участки широтного и северо-восточного простирания. Наиболее мощные зоны дробления (до 6 м) сопровождаются кальцитизацией и окварцеванием, а наиболее богатые руды локализуются в участках широтного простирания. На вертикальной проекции разлома (рис. 19) видно, что на восточном фланге сместитель имеет южное падение с постепенным увеличением углов от $55-75^\circ$ у поверхности до $60-80^\circ$ на глубине около 40 м от поверхности. Выделенные с поверхности благоприятные участки широтного простирания разлома довольно отчетливо прослеживаются и на нижних горизонтах, склоняясь на юго-восток; к такой грани приурочена киноварная минерализация на глубине 30—40 м.

На западном фланге строение плоскости Северного разлома значительно усложнено. Она образует перегиб по простиранию и по падению. Выделенные с поверхности грани широтного простирания не прослеживаются на глубину. Изгиб поверхности сместителя по падению образовал плечеобразные уступы с относительно пологими углами падения ($55-65^\circ$). В всячем боку разлома, где возникли серии оперяющих его сколовых трещин, строение зоны усложняется. Здесь же локализуются наиболее богатые руды.

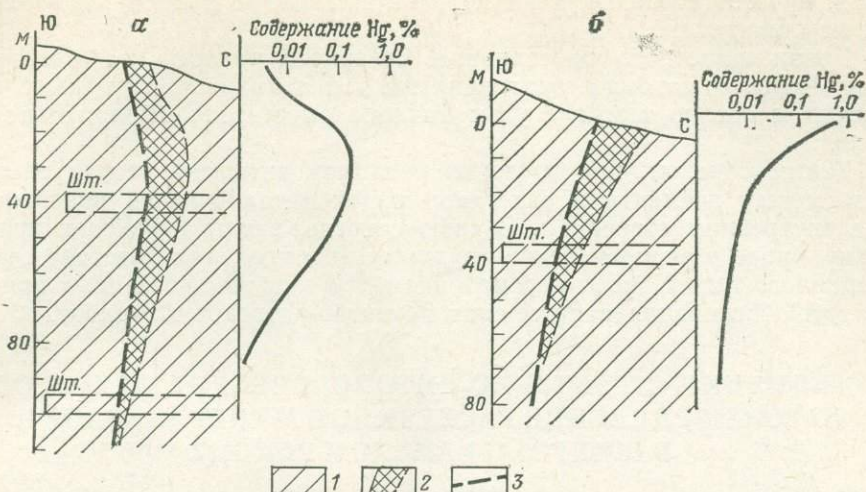


Рис. 17. Строение зоны Северного разлома месторождения Черекты:
 а — западный фланг, б — восточный фланг
 1 — вмещающие породы; 2 — зона разлома; 3 — основная плоскость смещения

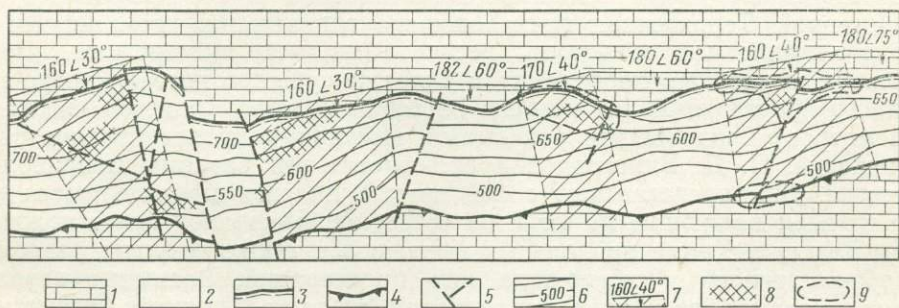


Рис. 18. Структурная схема поверхности сместителя Северного надвига месторождения Шамиши (в изогипсах)
 1 — известняки (С₁); 2 — доломиты (D₃); 3 — выход Северного надвига на поверхность; 4 — Южный взброс; 5 — прочие разломы; 6 — изогипсы сместителя Северного надвига; 7 — положение юго-восточных границ надвига; 8 — установленное оруденение; 9 — ртутнометрические аномалии восточного фланга

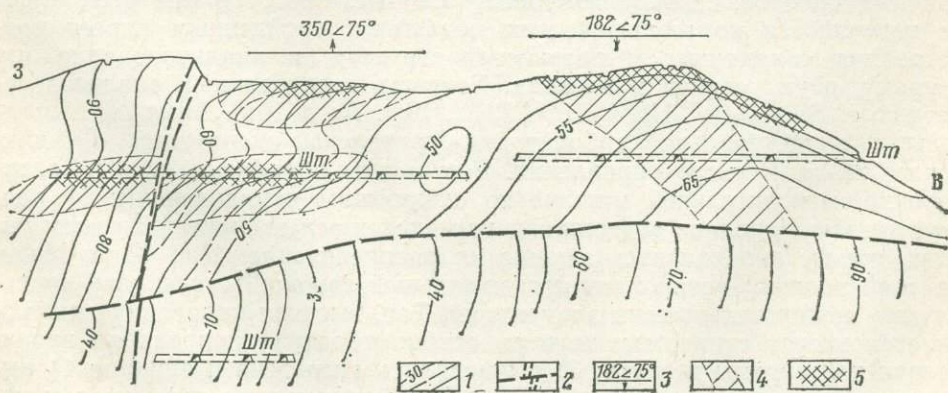


Рис. 19. Вертикальная проекция плоскости Северного разлома месторождения Черекты (в изолонгах)
 1 — изолонги; 2 — следы сопряжения и пересечения с другими разломами; 3 — участки широтного простирания, фиксируемые с поверхности; 4 — грани, благоприятные для оруденения; 5 — установленное оруденение

Ниже 40 м плоскость Северного разлома имеет крутые углы падения, простое строение, и на глубине ниже 80 м рудной минерализации не обнаружено.

Грани широтного простирания Северного разлома на месторождении Черекты наиболее благоприятны для локализации ртутного оруденения, особенно там, где углы наклона сместителя относительно пологие.

Таким образом, при изучении разломов выявлена тесная взаимосвязь между элементами залегания рудоконтролирующей поверхности и ее внутренним строением. В свою очередь, эти два фактора играют важную роль в распределении рудных тел в пределах месторождений трещинного типа и могут рассматриваться в качестве косвенных признаков для обоснования направления поисково-разведочных работ.

О ВЛИЯНИИ СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ШИНГ-МАГИАНСКОМ РАЙОНЕ

Шинг-Магианский район является частью Зеравшано-Гиссарского пояса. Он ограничен с юга Хозрет-Султанским надвигом, протягивающимся в субширотном направлении (рис. 20). В геологическом строении принимают участие осадочные породы палеозойского возраста, представленные двумя толщами: известняковой и перекрывающей ее терригенной. Терригенная пачка сложена глинистыми, кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами. Весь комплекс осадочных пород смят в складки субширотного и северо-западного простираний. Их крылья пересечены протяженными (десятки километров) продольными разломами, имеющими кулисообразное расположение. П. Д. Виноградов и др. относят эти разломы к наиболее древним. Они представляют собой крутые надвиги и разделяются на две группы: падающие на юг и на север; первые имеют более пологие углы падения. Кроме продольных выделяются также секущие разломы северо-восточного и северо-западного простираний. Взаимные пересечения разломов всех трех направлений создают блоковую структуру площади. В терригенных отложениях, как более слоистых, развиты мелкие складки, отсутствующие в известняках основания.

Роль структурных и литологических факторов в размещении ртутно-сурьмяной минерализации определялась на основе статистической обработки данных геохимических проб, отобранных при изучении первичных ореолов. Проанализировано 2,8 тыс. проб. Пробы отбирались с поверхности по геохимическим профилям, пройденным вкост простирания складчатых и разрывных структур, и анализировались на сурьму, ртуть, свинец и мышьяк. Точность спектральных анализов составила: Sb $n \cdot 10^{-5}$, Hg $n \cdot 10^{-5}$, Pb $n \cdot 10^{-3}$, As $n \cdot 10^{-2}$. Анализы выполнялись в спектральной лаборатории Магианской экспедиции Таджикского геологического управления. Результаты обрабатывались на электронно-вычислительной машине по следующим направлениям: 1) подсчитывались средние содержания перечисленных элементов по всем типам пород, определялись законы их распределения. Для Шинг-Магианской подзоны установлен логнормальный закон; 2) изучалась корреляция между отдельными элементами. Так, высокая корреляция наблюдается между свинцом и цинком, слабая обратная корреляция характерна для сурьмы и ртути; 3) вычислялись дисперсия и ошибки; 4) выяснялась зависимость между средними содержаниями элементов и типами разломов (продольные с южным и северным падениями и секущие северо-восточные); 5) изучалось изменение средних содержаний элементов в зависимости от их удаленности от разлома. За фоновые

принимались средние содержания по всем типам пород в зоне разломов шириной от 600 до 1000 м.

Распределение средних содержаний сурьмы, ртути, свинца и мышьяка по типам пород показано на рис. 21. Сурьмой и ртутью обогащены, по сравнению с другими терригенными породами, глинистые сланцы, что обусловлено их высокой сорбционной способностью (Сау-

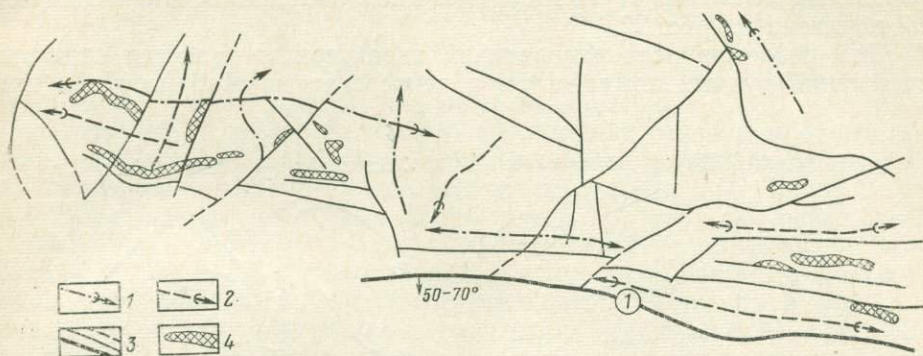


Рис. 20. Схема тектонического строения Шинг-Магианского района
1 — оси антиклиналей; 2 — оси синклиналей; 3 — разломы (1 — Хозрег-Султанский); 4 — зоны гидротермального изменения

ков, 1946). Максимальные значения содержаний ртути и сурьмы приурочены к межформационной кварцевой брекчии как наиболее хрупкой. Концентрации рудных компонентов способствовало также залегание брекчии под сланцевым экраном (Федорчук, 1964).

Повышение содержания сурьмы, свинца и мышьяка в песчаниках связано с их хорошей проницаемостью и хрупкостью. Ртуть же, имеющая высокую упругость паров (Сауков, 1946), вероятно, свободно проникла сквозь песчаники, не успевая в них отлагаться. Уменьшение среднего содержания свинца в кварцевой брекчии Н. С. Мудрогина объясняет тем, что его отложение происходило на ранних стадиях гидротермального процесса, одновременно с образованием плотной метасоматической окварцованной породы. Последняя по физико-механическим свойствам была малоблагоприятна для локализации свинца.

Таким образом, особенности состава и физико-механические свойства пород определяют характер распределения рассеянной минерализации в районе. На основании изучения распределения средних содержаний можно ожидать, что для глинистых сланцев и брекчий индикаторами ртутно-сурьмяного оруденения могут служить ртуть и сурьма, для кремнистых и углисто-глинистых сланцев — мышьяк, для песчаников — свинец, сурьма, мышьяк, для известняков — ртуть, сурьма, мышьяк, свинец.

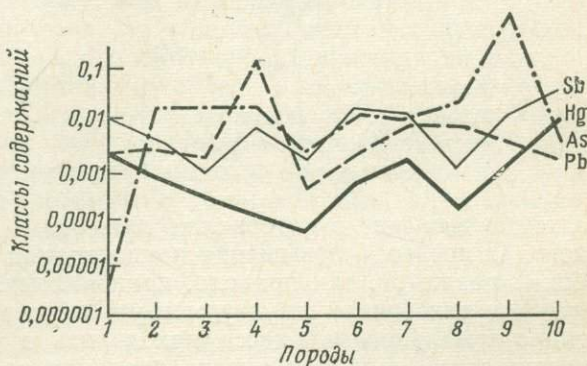


Рис. 21. Изменения средних содержаний типоморфных элементов по типам пород

1 — глинистые сланцы; 2 — кремнистые сланцы; 3 — углисто-глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — известняки массивные; 7 — известняки кальцитизированные; 8 — дайки интрузивных пород; 9 — диориты; 10 — метасоматическая брекчия

Для выяснения рудоносности разломов изучалось их влияние на распределение рассеянной минерализации. Рассматривались три основных типа разрывных структур: субширотные с южным и северным падением и структуры северо-восточного простирания. Опробовался отдельно лежачий и висячий бока разломов, по каждому полосой от 300 до 500 м. Пробы группировались по стометровым интервалам. Анализ произведен только по ртути и сурьме. Распределение средних содержаний показано на рис. 22.

Для разломов всех направлений характерным является снижение содержаний рудных компонентов в непосредственной близости к ним,

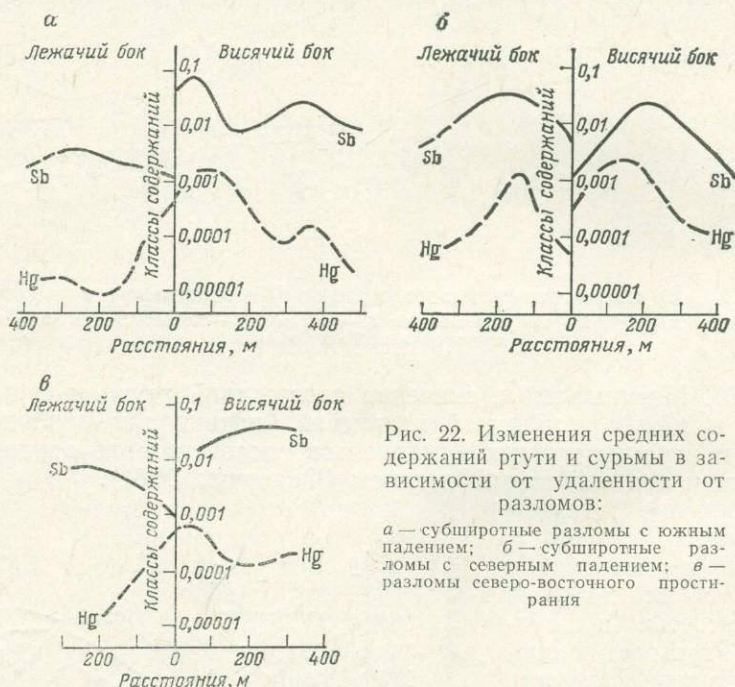


Рис. 22. Изменения средних содержаний ртути и сурьмы в зависимости от удаленности от разломов:

а — субширотные разломы с южным падением; б — субширотные разломы с северным падением; в — разломы северо-восточного простирания

затем повышение в интервалах 100—300 м и вновь снижение до фонового. Отмечается повышение концентрации ртути и сурьмы в висячих боках разломов, как правило, приподнятых.

Все разрывные структуры изучаемого района во время проявления гидротермального процесса находились в условиях сжатия, что подтверждается наличием в зоне разломов трещин сплющивания, зеркал скольжения, глиники трения. Это ухудшало проницаемость разломов и создавало неблагоприятную обстановку для отложения оруденения непосредственно в них самих. В условиях сжатия в отдельных тектонических блоках образовались мелкие складчатые структуры. В приподнятом (выжатом) блоке, стороны которого являются висячими боками рассматриваемых структур, образовались антиклинали с полостями отслоения в осевых частях. В опущенных блоках (лежачие бока разломов) развиты преимущественно мелкие синклинали, которые в условиях сжатия были менее доступными для проникновения растворов. Главная масса рудоносных растворов устремлялась в висячий бок и в полости отслоения антиклиналей.

Кривые распределения средних содержаний ртути и сурьмы в разломах субширотного простирания аналогичны общему распределению их по разломам других направлений. Субширотные разломы с южным падением характеризуются четко выраженным максимумом в интервале 0—100 м в висячем боку и затем снижением содержаний до фоно-

вых. Для лежачего бока кривая содержания сурьмы плавно повышается до интервала 300—400 м и затем снижается. Разломы с северным падением, в отличие от первых, дают менее четкий максимум, удаленный от линии разлома на 150 м. Эти отличия обусловлены, по-видимому, разными углами падения субширотных разломов. Разломы с южным падением имеют более пологие углы, и поэтому тектонические деформации в прилегающих к ним блоках пород были несколько отличными от тех, которые возникали в крутых разломах с северным падением. В последних, как в более приоткрытых, напряжения в висячем и лежачем боках распределялись равномернее, поэтому максимум здесь менее четкий и расположен дальше от разлома.

С разломами северо-восточного простирания связаны наиболее высокие содержания рудных компонентов в ореолах. Распределение средних содержаний сурьмы характеризуется аналогичной, а для ртути противоположной формой кривой (см. рис. 22, в). Максимальные содержания сурьмы тяготеют к висячему боку разлома в интервале 200—300 м и по мере удаления от линии разлома снижаются до фонового. Содержание ртути достигает максимума непосредственно в зоне разлома. Такое различие в распределении ртути и сурьмы позволяет предположить, что ртуть и сурьма разновозрастны, а план деформаций при отложении ртути несколько изменился.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что благоприятным литологическим горизонтом для ртутно-сурьмяной минерализации являлась межформационная метасоматическая брекчия. Геохимические свойства элементов, состав и физические свойства пород обусловили различие вещественного состава рассеянной минерализации в каждом типе пород.

Зоны разломов всех направлений были доступны для движения рудоносных растворов; субширотные, как наиболее протяженные и глубинные, служили, очевидно, главными рудовыводящими структурами. Углы падения разломов не оказали существенного влияния на распределение рассеянной минерализации. Наиболее благоприятными были приподнятые висячие блоки, а в них — отслоения в осевых частях антиклинальных складок. Разломы северо-восточного простирания являлись рудораспределяющими и рудолокализирующими. Минерализация ртути и сурьмы формировалась, по-видимому, в разные стадии гидротермального процесса.

ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ

К МИНЕРАЛОГИИ ГАББРО-ПЕГМАТИТОВ КАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматиты основных пород по сравнению с гранитными пегматитами распространены незначительно. В литературе имеется лишь краткое микроскопическое описание отдельных минералов из разных геологических районов или описание связи габбро-пегматитов с отдельными породами основного ряда. Сведения о пегматитах основного ряда и их минералах Средней Азии также немногочисленны. Габбро-пегматиты были изучены нами на Канском месторождении (Южная Фергана).

Среди серпентинитов рудного поля встречаются так называемые пегматитовые жилы, представляющие собой линзо- и жилоподобные тела небольших размеров, встречающиеся иногда в виде глыб среди более поздних серпентинитов. Обычно это крупно- и гигантокристаллические образования.

Минеральный состав этих жил на различных участках месторождения неодинаковый. На участке Тохмат-Дангыз преобладают темноцветные минералы; на участках Шунк и Центральный более развиты вторичные минералы.

Жилы сложены сильно измененным светлым плагиоклазом, крупнокристаллическим пироксеном, богатым титаном (минерал близкий к титан-авгиту), флогопитом, также богатым титаном, апатитом и везувианом. Кроме того, микроскопически наблюдаются сфен, магнетит, пирротин. Из вторичных минералов постоянны серицит, пренит, хлорит, которые развиваются по плагиоклазу. Далее приводится описание наиболее интересных минералов.

Гидрогранат. В некоторых жилах встречается несколько необычный халцедоновидный минерал, ранее принимавшийся за измененный плагиоклаз, по которому он развивается. При более детальном исследовании он оказался разновидностью граната. Цвет его непостоянен — от грязно-белого до серого. Блеск тусклый или восковой. В тонких осколках просвечивает. Твердость в различных участках образцов 6,5—7. Минерал плотный, раскалывается на остроугольные осколки. Под паяльной трубкой сравнительно легко плавится в белую эмаль. Удельный вес, определенный пикнометром, равен 3,30—3,41. С соляной кислотой дает студнеобразную массу. Под микроскопом минерал бесцветный, мутный, изотропный. Показатель преломления 1,72, что соответствует минералам из группы граната. Химический анализ минерала приведен в табл. 25. Спектральным анализом дополнительно были определены в тысячных долях процента никель, галлий, ванадий.

При сравнении химического анализа описываемого минерала с анализами различных алюмосиликатов оказалось, что он близок по составу к кальцийсодержащим алюмосиликатам — гидрогроссуляру, гидрогранатам. По химическому составу гранат месторождения является гидроксилсодержащим гроссуляром $\text{Ca}_2\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]$.

Химический состав гидрограната

Компоненты	Халцедоновидный минерал Канского месторождения					Гибшит Побужья	Гроссуляр из Даховского массива
	Вес. %	Мол. количество	Атомные количества кислорода	Атомные количества катионов	Число атомов катионов	вес. %	вес. %
SiO ₂	40,12	674	1348	674	2,8	27,30	37,92
TiO ₂	0,06	7	14	7	0,03	—	0,05
Al ₂ O ₃	26,32	265	795	530	2,2	23,97	24,03
Fe ₂ O ₃	0,39	25	75	50	0,2	0,30	0,43
CaO	27,20	500	500	500	2,09	37,00	25,07
MgO	0,99	25	25	25	0,11	2,01	4,06
BaO	0,13	—	—	—	2	—	0,07
SrO	—	—	—	—	—	—	0,08
MnO	Следы	—	—	—	—	0,19	0,12
FeO	—	—	—	—	—	—	0,84
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,10
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,22
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,28
SO ₃	0,41	—	—	—	—	—	—
П.п.п.*	4,60	—	—	—	—	—	1,40
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,20	0,47
H ₂ O ⁺	2,20	125	125	250	1,06	9,20	5,14
Сумма	100,22		2882			100,17	100,28

* В потери при прокаливании, возможно, входит и CO₂, которая не определялась.

Для окончательной характеристики этого минерала была выполнена рентгенограмма, которая подтвердила принадлежность его к группе гранатов (табл. 26).

Таким образом, все приведенные исследования дают основание считать, что описанный нами минерал является гидрогроссуляром с совершенно необычным для этого минерала внешним видом. Небольшое

Таблица 26

Результаты рентгенометрического анализа гроссуляра Канского месторождения

Гроссуляр (по В. И. Михееву)		Обр. 423 (Институт геологии АН УзССР)		Гроссуляр (по В. И. Михееву)		Обр. 423 (Институт геологии АН УзССР)	
l	$\frac{d_\alpha}{n}$	l	$\frac{d_\alpha}{n}$	l	$\frac{d_\alpha}{n}$	l	$\frac{d_\alpha}{n}$
—	—	2	2,904	3	1,457	1	1,472
10	2,662	7	2,650	4	1,422	1	1,434
6	2,419	2	2,405	2	1,393	1	1,382
6	2,323	2	2,323	8	1,324	5	1,325
6	2,163	1	2,174	9	1,291	8	1,304
2	2,116	1	2,130	5	1,263	4	1,274
8	1,915	7	1,931	2	1,213	1	1,223
4	1,809	1	1,817	5	1,196	3	1,203
5	1,742	2	1,759	2	1,156	1	1,165
7	1,707	3	1,718	10	1,101	9	1,109
9	1,639	8	1,655	9	1,082	7	1,086
10	1,581	10	1,593	5	1,060	1	1,067
7	1,479	3	1,492	7	1,049	5	1,052

Условия съемки: Fe-антикатод; D = 57,3 мм; d = 0,9 мм.

количество воды заставляет предполагать, что минерал частично дегидратирован.

Для сравнения интересно отметить, что Э. Б. Наливкиной (1960) был описан гибшит из Побужья, который встречается в метасоматических биотит-плаггиоклазовых породах, сходных с пегматитовыми породами Кана, среди гипербазитов, залегающих в толще архейских гнейсов. Биотит-плаггиоклазовая порода характеризуется крупнозернистым сложением, неравномерным распределением минералов и нерезким переходом к пироксениту или серпентинизированному пироксениту. В состав этой породы входят основной плаггиоклаз, гибшит, биотит, иногда корунд, пренит, реликты гиперстена, диоксида, серпентина. Гибшит наблюдается в виде крупных ксеноморфных образований, замещающих плаггиоклаз. Макроскопически он, так же как в Канском месторождении, совершенно не похож на минерал из группы гранатов. В Южной Африке гибшит встречается в аналогичных с Каном геологических условиях, замещая плаггиоклаз, но отличается по химическому составу.

В подобных с Каном условиях Д. А. Афанасьевым (1953) был описан светлый гранат Даховского массива на Северо-Западном Кавказе. По его описанию, змеевики пересечены жилой светлой массивной породы кальцево-магнезиально-алюмосиликатного состава, что соответствует смеси гроссуляра, небольшого количества везувиана и гибшита.

Флолопит. Этот минерал присутствует в заметных количествах в габбро-пегматитах участка Шунк. Он ассоциирует с амфиболом, часто включен в него. Флолопит встречается в виде пластинок, чешуек псевдогексагонального облика. Спайность, как у всех слюд, весьма совершенная в направлении пинакоида. Цвет бурый с медно-красным оттенком. Твердость равна 2,5. Удельный вес, определенный в тяжелых жидкостях, 2,82—2,83.

В шлифе флолопит имеет желтоватую, желтовато-бурюю, красноватую окраску. Плеохроирует от светло-желтого до красного цвета. $n_g=1,569$; $n_p=1,536$; $n_g-n_p=0,033$. Двусный, отрицательный. Угол оптических осей небольшой.

Сравнение химического анализа минерала с анализами его из других месторождений показало повышенное содержание TiO_2 (табл. 27). Дополнительно был проделан спектральный анализ и в незначительных количествах установлены еще медь, галлий, ванадий, мышьяк, кобальт, никель.

Для пегматитов ультраосновных пород флолопит является характерным минералом; его образование предположительно связывается с отложением из пегматитового расплава-раствора.

Биотит. На Канском месторождении биотит присутствует не только в габбро-пегматитах, но и в перидотитах, амфиболитах и керсантах, являясь минералом магматической стадии; ассоциирует с амфиболом. Наблюдаются тонкие, свежие, не затронутые процессами метасоматоза пластины размером от нескольких миллиметров до 2 см в поперечнике или пачки пластин. В шлифах он бурого цвета и сильно плеохроирует от светло-бурого с оранжевым оттенком до темно-бурого. Погасание прямое; оптически отрицательный; $n_g=1,710$; $n_p=1,642$; двупреломление $n_g-n_p=0,068$; малый угол оптических осей. Цвета интерференции высокие. Оранжевый оттенок, по-видимому, связан с присутствием TiO_2 . Удельные веса биотитов, определенные для нескольких образцов в тяжелых жидкостях, изменяются от 2,85 до 2,92. Химический анализ биотита приведен в табл. 28. Спектрально были обнаружены следы никеля, меди, галлия, бериллия, ванадия.

На основании анализа можно сделать вывод, что биотит из габбро-пегматитов относится к разностям, богатым титаном.

Химические анализы флогопитов

Компоненты	Канское месторождение	По С. П. Соловьеву (1938 г.)	По К. А. Власову, Е. И. Куртовой (1960)
SiO ₂	44,20	39,40	40,77
TiO ₂	4,06	2,64	He обн.
Al ₂ O ₃	12,54	15,05	15,33
Fe ₂ O ₃	6,07	0,76	1,27
Cr ₂ O ₃	He обн.	—	—
FeO	—	2,40	4,15
MnO	0,26	0,07	0,13
BaO	—	1,00	—
MgO	23,62	25,44	22,44
CaO	2,24	—	0,25
K ₂ O	3,38	8,57	6,63
Na ₂ O	1,21	0,03	3,34
F	—	—	1,81
H ₂ O ⁻	0,24	0,12	0,56
H ₂ O ⁺	1,26	4,50	3,04
Cl	—	0,07	He обн.
S	—	0,09	—
Сумма	99,08	—	99,72

Химические анализы биотитов

Компоненты	Канское месторождение	По С. П. Соловьеву (1938 г.)	По К. А. Власову и Е. И. Куртовой (1960)
SiO ₂	33,12	27,50	39,29
TiO ₂	16,00	4,90	1,12
Fe ₂ O ₃	5,60	1,46	6,87
FeO	14,18	16,42	10,64
Al ₂ O ₃	11,88	16,02	14,25
MnO	0,17	—	4,00
CaO	0,16	0,008	0,47
MgO	13,02	20,88	9,27
P ₂ O ₅	0,08	—	—
Na ₂ O	0,54	0,20	1,64
K ₂ O	7,75	9,08	8,77
BaO	0,98*	—	—
SO ₃	0,61*	—	—
H ₂ O ⁻	2,80	—	0,16
H ₂ O ⁺	3,00	1,90	3,17
Сумма	99,89	98,37	99,65

* Компонент принадлежит бариту, который является механической примесью.

К. А. Власов, описывая биотиты и флогопиты из аналогичных образований, объясняет колебания в составе слюд флогопит-биотитового состава рядом причин. Главной причиной является соотношение элементов в расплаве-растворе и количества вступивших в реакцию MgO и Fe, заимствованных из вмещающих пород. В тех случаях, когда расплав внедрялся в серпентиниты, образовывался флогопит, а когда вмещающими породами были амфиболиты — биотит.

Титан-авгит. На месторождении минерал был встречен в габбро-пегматитах участков Тохмат-Дангыз, Шунк, Восточный. Он образует крупные кристаллы (иногда до 1 м в длину) среди измененных полевых шпатов. Цвет буровато-коричневый с сиреневым оттенком. Сиреневая окраска объясняется А. И. Цветковым (1951) наличием трехвалентного титана. Кристаллы разбиты мелкими трещинами спайности. Плавкость равна 4; сплавляется в черный магнитный шарик; при нагревании растворяется в HCl. Твердость 5,5—6; удельный вес 3,25.

В шлифе минерал розовато-коричневый, плеохроирует в светлорозовато-фиолетовых тонах. Угол погасания 45°; двуосный (+); $n_g = 1,732$; $n_p = 1,710$; $n_g - n_p = 0,022$. Химический анализ (табл. 29) позволяет данный пироксен отнести к титан-авгиту.

Для дополнительной диагностики был проделан спектральный анализ; установлены никель, кобальт, медь, хром, связанные с вкрапленностью пентландита и магнетита, которые иногда наблюдаются в шлифах.

Базальтическая роговая обманка. Этот амфибол образует мономинеральные скопления с незначительными вкраплениями черного биотита, измененного полевого шпата, реликтами серпентинизированного перидотита. В мономинеральных образованиях размеры роговой обманки колеблются от нескольких сантиметров до 10—15 см в длину. В шлифах наблюдаются крупные кристаллы роговой обманки бурого цвета. Зерна плеохроируют в желтовато-бурых тонах. В некоторых зернах наблюдается мельчайшая пыль магнетита, образовавшегося

в результате опацификации роговой обманки; вокруг зерен магнетита отмечаются каплевидные скопления лейкоксена.

Показатели преломления роговой обманки: $n_g = 1,692$, $n_p = 1,678$; угол оптических осей большой, но несколько ниже стандартных, видимо за счет небольшого разложения минерала.

Химический анализ минерала приведен в табл. 30. Кроме того, спектрально обнаружены никель, хром, медь, барий, стронций, содержащиеся в сотых и тысячных долях процента.

Таблица 29

Химические анализы титан-авгитов

Компоненты	Участок Шунк	Титанавгит I (У. А. Дир и др., 1965 г.)	По Е. Д. Надеждиной и др. (1962)
SiO ₂	45,20	44,71	40,26
TiO ₂	2,00	2,92	2,96
Al ₂ O ₃	9,77	7,85	12,96
Fe ₂ O ₃	2,79	4,46	6,19
FeO	4,70	4,23	1,23
MnO	0,70	0,10	—
CaO	21,12	22,37	24,73
MgO	12,95	11,74	11,65
K ₂ O	0,14	0,99	0,02
Na ₂ O			
P ₂ O ₅	0,05	—	0,11
SO ₃	0,17	—	—
H ₂ O ⁻	0,00	0,09	—
H ₂ O ⁺	0,12	0,26	—
П.п.п.	0,58	—	—
Сумма	100,29	99,72	100,11

Таблица 30

Химические анализы роговых обманок

Компоненты	Керсутит Канского месторождения	По В. Ф. Марковской (1962)	По Л. Н. Лупановой (1934 г.)	По Г. И. Кавардину (1959)
SiO ₂	39,40	41,70	39,57	39,75
TiO ₂	3,82	3,67	4,19	4,92
Al ₂ O ₃	12,15	13,87	16,29	10,55
Fe ₂ O ₃	13,42	1,21	7,13	4,04
FeO	—	9,24	1,56	15,26
MnO	0,26	0,12	0,21	0,32
MgO	13,19	13,93	14,92	8,96
CaO	13,68	12,00	9,32	10,86
Na ₂ O	1,66	3,19	3,48	2,92
K ₂ O	1,47	0,10	1,95	0,88
H ₂ O	0,98	0,87	1,70	1,47
Сумма	100,03	99,90	100,32	99,93
Уд. вес	3,09	3,16		3,316

По химическому составу и оптическим свойствам данная роговая обманка относится к группе базальтических, для которых наиболее характерны $2V > 50^\circ$, высокие содержания TiO₂ и MgO и сравнительно малое количество FeO. По значительному содержанию TiO₂ она может быть отнесена к титановой разновидности — керсутиту, в котором содержание TiO₂ доходит до 7% (J. D. Dana, 1920 г.).

Изложенный фактический материал свидетельствует об интересных особенностях Канского месторождения, выражающихся в присутствии на месторождении габбро-пегматитов своеобразного состава. Наибольший интерес из образований этого комплекса представляют темноцветные минералы, богатые титаном, который они заимствовали при отложении из пегматитовых расплавов-растворов.

На этом месторождении впервые для Средней Азии был встречен и описан гидрогроссуляр, образовавшийся за счет метаморфизма первоначальных (плагноклазовых) пород при воздействии на них горячих растворов постмагматического происхождения.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАССАНСКОМ РАЙОНЕ (Южная Киргизия)

Кассанский район сложен метаморфизованными сланцами, гнейсами и мраморизованными известняками рифея и палеозоя. В структурном отношении он представляет собой центральную часть Большой

Кассанской антиклинали, осложненной брахиформными поднятиями, к которым приурочены все известные в районе рудопроявления сурьмы, золота и полиметаллов. Геологическое строение, металлогения и минеральные ассоциации района изучались И. Я. Кулешовой, Р. А. Музиным и К. Т. Мустафиним (1966).

По минеральному составу продуктивных ассоциаций выделяются следующие типы золоторудных проявлений:

- 1) пирротин-пирит-арсенопиритовый (Тереккан);
- 2) пирит-арсенопиритовый с полиметаллами (Чапчама);
- 3) халькопирит-пиритовый (Кара-Тюбе, Зексай);
- 4) пиритовый с висмутовой минерализацией (Андагуль).

В табл. 31 кратко охарактеризованы основные черты геологического строения и минерального состава этих типов. Рудопроявления золота размещаются в зонах дробления в метаморфизованных сланцах, мраморизованных известняках и измененных гранодиоритах. Рудные тела представлены жилами, зонами прожилково-вкрапленного оруденения, а также секущими контактовыми залежами, приуроченными к контактам известняков с гранодиоритами, и межпластовыми залежами на контактах известняков со сланцами.

Все типы руд содержат несколько разновозрастных минеральных ассоциаций, формирование которых происходило в последовательности, характерной для золоторудных месторождений вообще (Петровская, 1956). На всех рудопроявлениях подавляющая масса руд сложена минералами сульфидной ассоциации — пиритом либо пиритом и арсенопиритом; полиметаллическая ассоциация, довольно разнообразная по минеральному составу, присутствует в резко подчиненном количестве; она отделена от предшествующей слабыми тектоническими подвижками и в пространстве обычно тесно совмещена с ней. На Тереккане, Чапчаме и Андагуле слабо проявлена также и поздняя полиметаллическая ассоциация, представленная самостоятельными кварц-кальцитовыми и кварц-баритовыми жилами с сульфидами поздних генераций и другими минералами. Формы проявления золотой минерализации и минеральных ассоциаций золота дают представление о типоморфных особенностях каждого из рассмотренных типов руд и золотой минерализации района в целом. Ниже приводится характеристика золота для каждого из выделенных типов руд.

Пирротин-пирит-арсенопиритовые руды Тереккана по содержанию сульфидов делятся на умеренно сульфидные со средним содержанием сульфидов 15—25% и убого сульфидные с содержанием сульфидов менее 5% (Петровская, 1960). Эти руды идентичны по минеральному составу, но отличаются по количественному соотношению в них рудных минералов. В умеренно сульфидных рудах пирит и арсенопирит резко преобладают над остальными минералами, составляя соответственно 35 и 40% от массы рудных минералов, а в убого сульфидных рудах пирит, арсенопирит, пирротин и халькопирит присутствуют в довольно близких количествах — по 1,5—2% от массы руды.

В рудах Тереккана в основном встречается самородное золото; незначительная часть золота отлагалась в форме теллуридов золота и серебра — калаверита и сильванита, которые ранее на месторождении не отмечались. Золото установлено более чем в половине изученных аншлифов, при этом частота встречаемости его в умеренно сульфидных рудах составляет 80%, а в убого сульфидных лишь 25%. Размеры золотин изменяются от 0,000 *n* до 0,06 мм. Форма сечений каплевидная, овальная, жилковидная, волосовидная, неправильная. В нерудной массе выделения золота обычно ксеноморфны. Цвет золота в отраженном свете золотисто-желтый, довольно интенсивный. Микротвердость,

Геолого-минералогическая характеристика золоторудных проявлений
Кассанского района

Тип руд	Месторождения и рудопроявления	Вещающие породы	Форма рудных тел	Структурный контроль рудных тел	Текстура руд	Ведущая минеральная ассоциация	Минеральный состав ассоциации
Пирротин-пирит-арсенопиритовый	Тереккан	Метаморфизованные сланцы и гнейсы рифея (?)	Жилы, серии сближенных жил, зоны	Широтные и северо-западные зоны разломов вблизи осевой части брахиантиклинали	Массивная, вкрапленная, прожилковая, брекчиевая	Окисная Сульфидная Ранняя полиметаллическая Поздняя полиметаллическая	Хлорит, магнетит Кварц, пирит , арсенопирит Пирротин , халькопирит 1, сфалерит 1, галенит 1, сульфосоли сурьмы, свинца, висмута, теллуриды золота и серебра, самородные золото, серебро, висмут Кварц, карбонат, халькопирит 2, сфалерит 2, галенит 2, самородные золото, висмут, мышьяк, сурьма
Пирит-арсенопиритовый с полиметаллами	Чапчама, Северный участок Терексая	Мраморизованные известняки и метаморфизованные сланцы рифея (?)	Межпластовые залежи	Зоны разломов на контакте известняков и сланцев	Вкрапленная, прожилковая, полосчатая, гнездовидная	Окисная Сульфидная	Кварц, магнетит Кварц , пирит , арсенопирит , линнеит, бравоит

						Полиметаллическая	Кварц, кальцит, галенит, бурнонит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, самородные золото, серебро и висмут
Халькопирит-пиритовый	Кара-Тюбе, Джантык, Зексай	Известняки и скарнированные известняки D ₂₋₃ , сланцы рифея (?), эффузивы	Зоны, залежи	Зоны разломов, контакты известняков с гранодиоритами С ₂ и сланцев с порфиритами	Массивная, вкрапленная, брекчиевая, гнездовидная	Окисная Сульфидная Полиметаллическая	Магнетит, гематит Кварц, пирит Халькопирит , пирротин, бурнонит, блеклая руда, самородные золото, висмут
Пиритовый с висмутовой минерализацией	Андагуль	Известняки, сланцы рифея (?), гранодиориты, кварцевые диориты С ₂	Жилы, зоны	Субширотные и северо-восточные разломы, зоны разломов на контактах известняков и сланцев, сланцев и гранодиоритов	Вкрапленная, прожилковая	Сульфидная Ранняя полиметаллическая Поздняя полиметаллическая	Кварц, пирит , молибденит Халькопирит, пирротин, висмутин, клапротит, эмплектит, тетрадимит, жозеит (?), самородные золото, висмут Кварц, барит, халькопирит 2, блеклая руда

измеренная Д. Я. Романенко на приборе ПМТ-3 при нагрузке 5 гс, равна в среднем 58 кгс/см^2 (от 51,9 до 66,8 кгс/см^2).

Золото встречается в виде включений в зернах сульфидов, часто на стыке минеральных зерен и агрегатов, а также совместно с халькопиритом, пирротином и другими минералами ранней полиметаллической ассоциации, цементирует трещины и зоны дробления в минералах ранних образований. В умеренно сульфидных рудах золото ассоциирует (срастается) с арсенопиритом, пиритом, пирротином, магнетитом, блеклой рудой, буланжеритом, графитом, кварцем и карбонатами. Учет частоты встречаемости золотин в аншлифах, их размеров и частоты встречи сростаний золота с другими минералами отчетливо выявляет относительное значение последних как концентраторов золота (рис. 23).

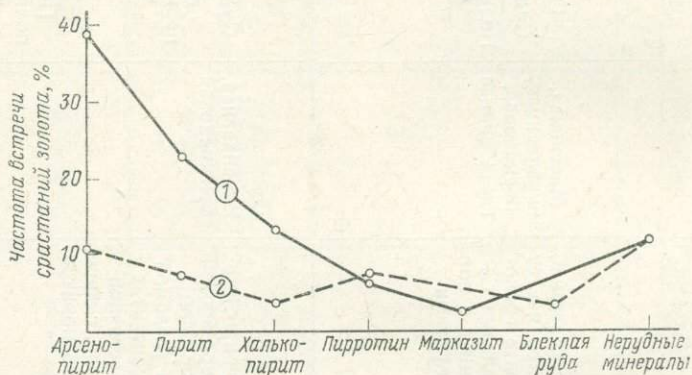


Рис. 23. Частота сростания самородного золота с минералами в рудах Тереккана

1 — в умеренно сульфидных рудах; 2 — в убого сульфидных рудах. Минералы расположены в порядке убывания их содержания в рудах

Между содержанием в аншлифе минерала, количеством в нем золотин и частотой встреч сростаний с ним золота существует прямая зависимость. Основным концентратором золота является арсенопирит — главный минерал умеренно сульфидных руд. Пирит заметно уступает арсенопириту по распространенности, однако роль его как концентратора золота остается важной по сравнению с другими сульфидами. Из нерудных минералов большое количество золотин содержат главным образом кварц и анкерит, но они всегда располагаются в непосредственной близости к сульфидам.

В убого сульфидных рудах арсенопирит как концентратор золота сохраняет свою ведущую роль. Заметно уступают ему пирротин и пирит. Золото ассоциирует также с халькопиритом, блеклой рудой и самородным висмутом, которые присутствуют в руде в очень незначительных количествах. Для убого сульфидных руд, по сравнению с умеренно сульфидными, резко возрастает частота сростаний золотин с нерудными минералами, которые концентрируют в этих рудах большую часть золота.

Тесная пространственная связь самородного золота и теллуридов золота с минералами ранней полиметаллической ассоциации, отчетливое тяготение золотин к трещинам, зонам дробления и межзерновым пространствам в пирите и арсенопирите свидетельствуют о том, что главная масса золота выделилась после их кристаллизации и почти одновременно с минералами ранней полиметаллической ассоциации.

Ранние сульфиды (пирит и арсенопирит), заключающие основную массу золота, являются главной осаждающей перемененно продуктивной ассоциацией, а ранние полиметаллы представляют собой постоянно

продуктивную, несущую золото ассоциацию (Петровская, 1955). Прямой связи между содержанием золота в руде и количеством минералов постоянно продуктивной ассоциации нет. Благоприятные для отложения золота условия определяются развитием в арсенопирите и пирите зон и участков дробления. Важным признаком повышенной золотоносности является разнообразие минерального и вещественного состава руд. Как правило, спектральными анализами золото обнаруживается в пробах с максимальным набором рудных элементов.

Результаты минераграфических наблюдений хорошо согласуются с данными опробования. Количество золотин и их размеры пропорциональны содержаниям золота в рудах. Даже при низких содержаниях золота в руде (2—4 г/т) самородное золото устанавливается в аншлифах. Интересной особенностью в поведении золота является большее его рассеяние в пиритах по сравнению с арсенопиритом. Спектральными анализами золото чаще обнаруживается в мономинеральных пробах пирита, хотя частота встречаемости его в арсенопирите значительно выше. По-видимому, часть золота в пирите присутствует в виде дисперсных, не диагностируемых под микроскопом включений. Согласно данным технологических испытаний руд (ЦНИГРИ), 15% золота не извлекается амальгамацией и присутствует в тонкодисперсном состоянии.

Возможность существования субдисперсного золота, синхронного с вмещающими его сульфидами, подтверждена экспериментально (Масленицкий, 1948). Такое золото характерно для южноуральских золото-колчеданных месторождений. В. М. Крейтер (1948) полагает, что накопление субмикроскопического золота в сульфидах в процессе их роста широко распространено в любых золоторудных месторождениях.

Видимо, более обоснованно мнение Н. В. Петровской (1960), которая только для колчеданного типа допускает наличие раннего дисперсного золота в сульфидах, наряду с более поздним золотом, отложившимся уже после кристаллизации главной массы сульфидов.

Наблюдения на Тереккане не позволяют однозначно говорить о существовании раннего субмикроскопического золота. Все наблюдавшиеся золотинки, включая едва различимые под микроскопом, отчетливо обнаруживают приуроченность к границам зерен, трещинкам, контактам минералов. Нет основания полагать, что еще более мелкие субдисперсные золотинки по своему отношению к сульфидам и времени выделения отличаются от видимых. Если раннее субдисперсное золото в сульфидах и есть, то количество его ничтожно мало и практического значения не имеет.

Никакого практического значения не имеет также поздняя генерация золота, обнаруженная в поздних карц-карбонатных жилах сполиметаллами. Присутствие в них золота интересно лишь тем, что свидетельствует о наличии золота и в поздних порциях растворов.

В пирит-арсенопиритовых с полиметаллами рудах месторождения Чапчама золото присутствует в самородной форме. Наблюдавшиеся под микроскопом золотинки очень малых размеров — 0,000 n — 0,0015 мм. Форма золотин округлая, иногда вытянутая. Окраска их в отраженном свете бледно-желтая. Судя по цвету, золото низкопробное, возможно, электрум. В ряде случаев самородное золото почти не отличимо от самородного серебра. Чаще всего золотинки встречаются в пирите, а также в блеклой руде, либо на контакте зерен пирита с блеклой рудой, которая обычно цементирует трещины в пирите. Встречаются включения золота также в арсенопирите, сфалерите, галените, кварце и барите. В нерудных минералах золотинки обычно располагаются вблизи арсенопиритовых и пиритовых агрегатов.

При содержаниях золота в пробе 4,0—5,5 г/т в шлифах золотинок не обнаруживались, в то время как в терекканских рудах даже при более низких содержаниях золота обязательно присутствует в аншлифах. По-видимому, в рудах Чапчамы основная масса золота связана с более крупными, чем встреченные нами, золотинами, вероятность попадания которых в плоскость шлифа очень мала (Крейтер, 1948).

В халькопирит-пиритовых рудах рудопроявления Кара-Тюбе золото присутствует в основном в самородной форме; часть его, возможно, представлена теллуридами, поскольку пиритовые руды содержат теллур, а в одном из шлифов отмечается минерал, отнесенный по оптическим свойствам к группе креннерита — калаверита.

Золото образует округлые, неправильные и угловатые включения размером от 0,0001 до 0,05 мм. Судя по густой золотисто-желтой окраске в отраженном свете, пробность золота высокая. Золото либо включено в пирите, либо нарастает на него. При этом характерны сростания золота с висмутином и виттихенитом, а там, где висмутовые минералы отсутствуют, с пиритом и халькопиритом. Из 13 золотинок в одном из зерен пирита лишь три золотинок находятся в свободном состоянии, а 10 сростаются с висмутовыми минералами.

Пиритовый тип руд, распространенный на рудопроявлении Андагуль, в отличие от описанных руд содержит макроскопически видимые выделения золота. Обнаруживается также молибденит, не характерный для остальных месторождений, и отмечается повышенное содержание и разнообразие висмутовых минералов.

По содержаниям висмута и теллура (0,0n%) пиритовые руды Андагуля на целый порядок отличаются от пирротин-пирит-арсенопиритовых руд Тереккана (0,00n%) и хорошо сопоставимы с халькопирит-пиритовыми рудами Кара-Тюбе. Размер наблюдавшихся под микроскопом золотинок изменяется от 0,0016 до 0,024 мм. Форма их ксеноморфная, округлая, овальная, вытянутая. Золотинки располагаются в пирите, в интерстициях зерен, либо в тонких и волосовидных трещинках, обнаруживая отчетливый ксеноморфизм не только по отношению к пириту, но и к халькопириту. Самородное золото тесно ассоциирует с висмутовыми минералами. Выпадение его из растворов, как и в других месторождениях и рудопроявлениях, происходило после кристаллизации пирита, являющегося главным концентратором золота.

Самородное золото, по-видимому, является единственной практически интересной формой проявления золотой минерализации. В процессе детального минералогического изучения рудопроявлений могут быть обнаружены и теллуриды золота, однако относительно высокие концентрации висмута при небольших содержаниях теллура в рудах не позволяют ожидать значительных их количеств.

Различный минеральный состав ассоциаций, с которыми связано золото в золоторудных проявлениях Кассанского района, различия в содержаниях элементов-примесей, в пробности и размерах самородного золота свидетельствуют о генетическом своеобразии разнотипных проявлений золота. Для всех типов руд самородное золото является единственной формой проявления золотой минерализации, представляющей практический интерес. Теллуриды золота — калаверит и сильванит — присутствуют в ничтожно малых количествах.

Основная масса золота на всех рудопроявлениях выделилась в одну стадию после кристаллизации ранних сульфидов, последние в количественном отношении резко преобладают над остальными рудными минералами. Процесс отложения золота не закончился формированием ранней полиметаллической (постоянно продуктивной) ассоциации, о чем свидетельствует наличие золота в поздних кварц-карбонатных жилах с полиметаллами. Главным осадителем золота

в пиритовых рудах является пирит, а в пирит-арсенопиритовых рудах — арсенопирит.

Типоморфной особенностью пирит-арсенопиритовых руд является присутствие самородного золота преимущественно в виде пылевидных (меньше 0,05 мм) вкраплений. В пиритовых рудах помимо пылевидного золота имеется также макроскопически видимое золото.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ССАЙБЕЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СКАРНАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В настоящее время в Средней Азии определенный интерес представляют магнезиальные скарны гипабиссальной фации глубинности с боратовой минерализацией. Общие вопросы формирования боратов в скарновых полях Тянь-Шаня разбирались нами ранее (Отрощенко, 1964; Отрощенко, Зенин, 1964, 1965); в некоторых работах описаны высокотемпературные бораты — суанит (Отрощенко, Перцев, 1966), людвигит (Отрощенко, Утехин, Заревич, 1967). В. С. Поповым (1960 г.) установлен, а Ю. И. Едовиным и Г. М. Утехиным (1962) описан флюоборит. Здесь рассматриваются некоторые геолого-генетические и геохимические особенности низкотемпературного бората — ссайбелинита, являющегося важным компонентом магнезиально-скарновых боропроявлений.

Ссайбелинитовые концентрации наблюдаются в экзоскарновых магнезиальных метасоматических породах на контакте гранитоидов и доломитов. В большинстве случаев метасоматическая инфильтрационная зональность представлена следующим рядом пород: гранитоидная порода повышенной основности — пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода — шпинель-пироксеновый скарн — шпинель-форстеритовый скарн — форстеритовый кальцифир — доломитовый мрамор. Первоначальная метасоматическая зональность часто существенно изменяется под воздействием послемагматических процессов: наложения известково-скарновых ассоциаций (рис. 24), бруситизации, серпентинизации и др. (Отрощенко, Зарецкая, 1967).

По отношению к контакту активной (материнской) интрузии установлены:

1) скарновые зоны, сформированные непосредственно на контакте интрузивных массивов с доломитами, доломитовыми известняками — пироксен-форстерит-клиногумитовые (хондритовые) скарны с суанитом, людвигитом и ссайбелинитом;

2) скарновые зоны, сформировавшиеся в контактовых ореолах гранитоидных массивов по дорудным зонам нарушений и разломов, удаленные более чем на 100 м от контакта активной интрузии, — форстеритовые, форстерит-хондритовые, форстерит-флогопитовые скарны с людвигитом, флюоборитом и ссайбелинитом. Ссайбелинит, кроме того, встречается в виде рыхлых мело- и глиноподобных масс белого, желтоватого, зеленоватого (в случае присутствия в нем ощутимых количеств железа) цвета в серпентинизированных доломитах и минерализованных мраморах.

Характерными формами выделения ссайбелинита являются радиальнолучистые, сноповидные, волокнистые агрегаты, мелкие призматические зерна. В призматических кристаллах изредка отмечаются полисинтетические двойники (см. рис. 26), подобные описанным Л. И. Шабыниным и Т. М. Митюшиной (1963), А. Е. Лисицыным, С. В. Малинко, М. А. Пановой (1966). Под микроскопом ссайбелинит бесцветен (прозрачен) или белый с отрицательным удлинением; оптически двуосен, $2V \ 28^\circ$. Показатели светопреломления, замеренные в иммерсион-

ных жидкостях методом центрального экранирования, имеют следующие значения: $n_g = 1,651-1,659$; $n_p = 1,570-1,582$; $n_g - n_p = 0,079-0,081$.

Химическому анализу (аналитик Ф. Ф. Курдина, САИГИМС) были подвергнуты фракции с высоким удельным весом (табл. 32), вы-

Минерал	Скарновый этап				Гидротермальный этап		Гипергенный этап
	С т а д и я						
	Магнезиально-скарновая	Известково-скарновая	Пневматолическая	Кварцево-сульфидная	Кварцево-карбонатная		
Диопсид	-----						
Шпинель	-----						
Клинопироксен	-----						
Ферстерит	-----						
Периклаз	-----						
Салит	-----						
Волластонит		-----					
Гранаты		-----					
Хондродит		-----					
Тремолит		-----					
Клинозоимит		-----					
Геденбергит		-----					
Аксинит		-----					
Ортит		-----					
Апатит		-----					
Сфен		-----					
Флогопит		-----					
Суанит		-----					
Амфиболы		-----					
Людвигит			-----				
Флюоборит			-----				
Везувиан			-----				
Магнетит			-----				
Турмалин			-----	-----			
Эпидот			-----	-----			
Цоизит			-----	-----			
Гематит			-----	-----			
Флюорит			-----	-----			
Биотит			-----	-----			
Серпентин			-----	-----			
Шеллит			-----	-----			
Кварц			-----	-----	-----		
Лирротин			-----	-----	-----		
Ашарит (ссайбелиит)			-----	-----	-----		
Брусит				-----	-----		
Хлорит				-----	-----		
Кальцит				-----	-----		
Мельниковит				-----	-----		
Халькопирит				-----	-----		
Пирит				-----	-----		
Арсенопирит				-----	-----		
Висмутин				-----	-----		
Малибденит				-----	-----		
Гессит				-----	-----		
Стралерит				-----	-----		
Галенит				-----	-----		
Скородит					-----	-----	
Кобеллин					-----	-----	
Тетраздрит					-----	-----	
Борнит					-----	-----	
Лимонит					-----	-----	

Рис. 24. Схема последовательности выделения минералов в скарновых зонах одного из рудных полей Средней Азии

деленные центрифугированием в тяжелых жидкостях из тонкоизмельченного материала. Исследование ссайбелиитов из пяти проявлений скарнов показало, что по содержанию основных компонентов они мало отличаются от описанных в специальной литературе (Лисицын и др.,

Химический состав ссайбелиита

Компоненты	Средняя Азия						Казахстан
	Обр. 877-А	Обр. 879	Обр. 6/149-А	Обр. 11/722-А	Обр. 10/8	Обр. 10/18	По А. Е. Лисицыну и др. (1966)
SiO ₂	0,50	0,63	0,14	0,65	0,26	0,54	1,79
TiO ₂	Следы	Следы	—	Следы	—	Следы	Следы
Al ₂ O ₃	0,24	0,40	0,41	0,47	0,50	Следы	0,44
Fe ₂ O ₃	0,10	0,37	0,06	0,21	0,12	0,10	—
FeO	1,28	1,71	1,95	2,60	1,81	1,50	0,81
MnO	0,55	0,16	0,31	0,14	0,59	Следы	0,12
MgO	45,90	45,72	45,15	45,00	45,10	45,45	44,67
CaO	0,50	2,93	—	—	Следы	0,20	3,50
H ₂ O ⁻	0,20	0,33	0,61	0,12	0,56	0,14	0,12
H ₂ O ⁺	10,95	9,52	10,18	10,68	10,75	10,96	10,71
CO ₂	0,26	1,41	0,12	—	0,03	—	5,55
B ₂ O ₃	39,97	36,40	41,18	40,30	40,16	41,21	31,91
С у м м а	100,45	99,58	100,11	100,17	99,88	100,10	99,62
У д. вес	2,5	2,58	2,72	2,81	2,8	2,61	2,75

1966; Шабынин, Митюшина, 1963). Содержание борного ангидрида в них колеблется вследствие выноса бора (обр. 877-А, 879) при замещении ссайбелиита кальцитом. Некоторое увеличение MgO в этих образцах обусловлено ассоциацией ссайбелиита с суанитом в доломитовых кальцифирах, а несколько меньшее содержание MgO в других изученных образцах вызвано замещением части его FeO. Минеральные ассоциации ссайбелиита разнообразны (Отрощенко, Зенин, 1965). Наиболее часто совместно с ним встречаются хондродит, клиногумит, людвигит, магнетит, серпентин, флогопит, брусит, кальцит (доломит), гематит, возрастные взаимоотношения между которыми показаны на рис. 24.

Существуют три типа концентраций ссайбелиита. Первый тип представлен самостоятельным гипогенным ссайбелиитом без видимой связи с людвигитом, который обычно считается источником бора для образования ссайбелиита при гистерогенезе в гипогенных условиях (Александров, 1959, 1961; Утехин, 1961; Шабынин, 1955). Небольшие количества его появляются при взаимодействии щелочных бороносных растворов с силикатами и карбонатами магниезиальных скарнов. В этих случаях ссайбелиит ассоциирует с флогопитом, серпентином, доломитом. Г. М. Утехиным упоминается подобный ссайбелиит, возникший в результате воздействия бороносных вод горячих источников на серпентин (серпентинитовые массивы США).

Второй тип — гистерогенный ссайбелиит, локализующийся преимущественно в людвигитсодержащих скарнах. Ссайбелиитовые скопления в этом случае образуются при разложении людвигита в гидротермальном процессе в условиях связывания освобождающегося при этом железа в гистерогенных магнетите и гематите, магния — в ссайбелиите, брусите и гидрокальците, бора — в ссайбелиите¹. Ссайбелиит-магнетитовые агрегаты (с гидроталькитом, бруситом, гистерогенным гематитом) образуют по людвигиту характерные псевдоморфозы (рис. 25).

¹ Геохимия вторичных изменений людвигитовых руд более подробно рассмотрена С. М. Александровым (1959, 1961) и другими исследователями (Баранов, Барсуков, 1959; Отрощенко и др., 1967; Утехин, 1955; Шабынин, 1955).

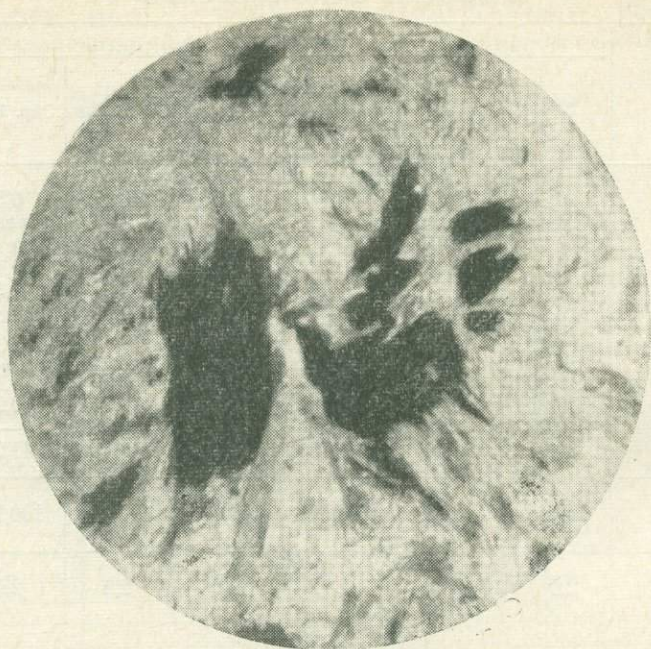


Рис. 25. Псевдоморфозы ссайбелита (серое) по людвигиту (черное). Заметны выделения волокнистого ссайбелита (светло-серое). Шлиф прозрачный, увел. 60

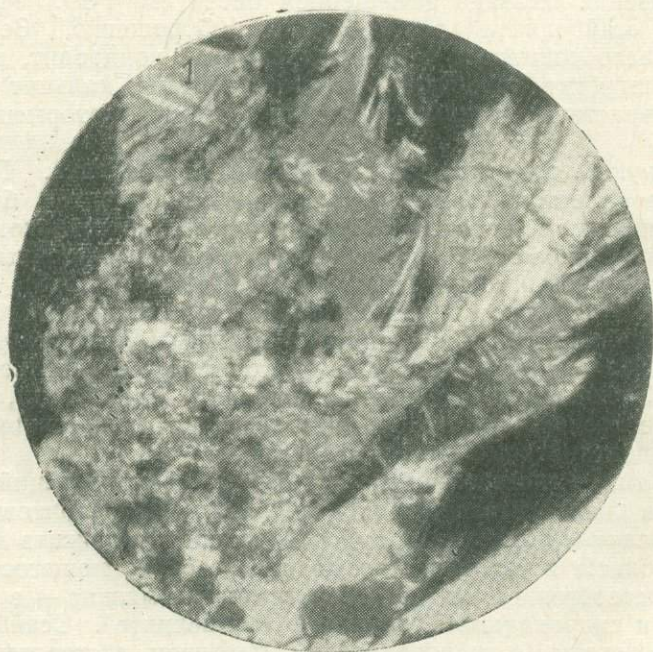


Рис. 26. Псевдоморфозы ссайбелита и брусита (белое) по людвигиту (черное) и суаниту (серое). Заметны двойниковые швы ссайбелита (1). Шлиф прозрачный, увел. 90

На одном из боропроявлений ссайбелиит встречен также в псевдоморфозах по суаниту (Отрощенко, Перцев, 1966). Суанит замещается почти нацело (рис. 26), значительно полнее, чем людвигит, что следует объяснить близостью химического состава ссайбелиита и суанита.

Третий тип скоплений устанавливается редко в виде сети тонких прожилков в магнезиальных породах в ассоциации с кальцитом и доломитом. Формирование его на некоторых боропроявлениях СССР С. М. Александров (1959) и Г. М. Утехин (1961) связывают с увеличением объема вещества и переотложением борных комплексных соединений при гистерогенном изменении людвигита. По-видимому, скопления возникают также в результате переотложения вещества при изменении первичного ссайбелиита (первого типа).

В гипергенных условиях ссайбелиит замещается кальцитом с выносом бора; в возникающих псевдоморфозах содержание борного ангидрида не превышает 0,01%, но количество его в окружающих карбонатных породах значительно выше кларкового.

ОТАЛЬКОВАНИЕ СЕРПЕНТИНИТОВ НА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БАЛЫКСУЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Северная Киргизия)

Апосерпентинитовые тальковые породы изучались на Балыксуиском рудном поле в отрогах Заилийского Алатау (Таса-Кеминский хребет). Рудное поле сложено комплексом допалеозойских гнейсов с подчиненными мигматитами, мраморами и амфиболитами. Метаморфические образования смяты в мелкие складки и прорваны гипербазитами кембро-протерозоя, превращенными в серпентиниты, гранодиоритами, аплитами, диоритами и порфиритами силура — девона. С гнейсо-мигматитовой толщей тесно связаны многочисленные тела пегматитов. Характерной особенностью рудного поля, расположенного в экзоконтакте крупного массива гранодиоритов, является проявление серии сблизженных субпараллельных разломов, нарушивших контакт гранодиоритов с гнейсами. В тектонической зоне широко развились метасоматические процессы, сопровождающиеся золотым и сульфидным оруденением и накладывающиеся на все виды пород.

В зависимости от исходного состава измененных пород, метасоматиты рудного поля образуются за счет алюмосиликатных и магнезиально-силикатных пород. При изменении гнейсов, гранодиоритов, аплитов возникали мусковитовые грейзены, кварц-серицитовые, кварц-турмалиновые и кварц-хлоритовые породы. Три последние разновидности метасоматитов концентрируют оруденение: в кварц-серицитовых и кварц-турмалиновых развивается метасоматическая вкрапленность пирита и халькопирита, в кварц-хлоритовых — халькопирита, самородного золота и минералов висмута. Все эти образования формировались в разные стадии единого метасоматического процесса (Хорват, 1965), в котором, следуя Д. С. Коржинскому (1966), В. А. Жарикову и Б. И. Омеляненко (1965), мы выделяем стадии: раннюю щелочную (проявлена слабо и выражена в незначительной альбитизации плагиоклаза гнейсов и пироксенизации роговой обманки амфиболитов), кислотную (грейзенизация, кварц-серицитовый, кварц-турмалиновый метасоматоз гнейсов, гранодиоритов и аплитов), позднюю щелочную (золото-сульфидное оруденение, сопряженное с хлоритизацией тех же пород и диоритовых порфиритов) и, наконец, завершающую (становление мощных жиллообразных тел кварц-анкеритового состава).

К метасоматитам второй группы, развившимся за счет серпентинитов, относятся тремолитовые и тальковые породы. В данном случае

рассматриваются апосерпентинитовые талькосодежащие образования и талькиты; тремолитовые разности метасоматитов рудного поля описаны нами ранее (Хорват, 1964).

Серпентиниты в виде небольших линзообразных или неправильной формы тел размещаются в замковых частях мелких антиклиналей в гнейсо-мигматитовой толще. Представлены они черными, коричневыми или зелеными массивными и слабо сланцеватыми разностями. Минеральный состав прост: резко преобладают минералы из группы

серпентина, встречаются также хромшпинелид (алюмохромит), магнетит и очень редкие реликты ромбического пироксена (серпентинизации подвергались, видимо, гарцбургиты). По преобладанию минерала из группы серпентина выделяются серпофит-хризотилловые, бастит-хризотилловые и антигорит-хризотилловые разности.

Характеризуемые серпентиниты являются регионально метаморфизованными породами, их аналоги встречаются далеко за пределами рудного поля. Серпентинизация имеет в основном законченный характер и происходила в аутометаморфическую фазу. Аллометаморфизм, выразившийся в замещении хризотила антигоритом и образовании магнетита (до 7—10%), связан, вероятно, с внедрением тел силур-девонских гранитоидов.

В телах серпентинитов, находящихся непосредственно в тектонической зоне, тальк развивается в основном по мелким трещинкам. Гораздо реже он дает мономинеральные скопления (талькиты) в различных участках исходной породы; эти скопления имеют вид мелких линз (рис. 27) или бесформенны. В некотором удалении от зоны разломов процессу оталькования подвергаются эндоконтактные зоны серпентинитовых тел на границе с гнейсами, мигматитами или пегматитами (рис. 28). При этом тальк сопровождается комплексом других новообразованных минералов.

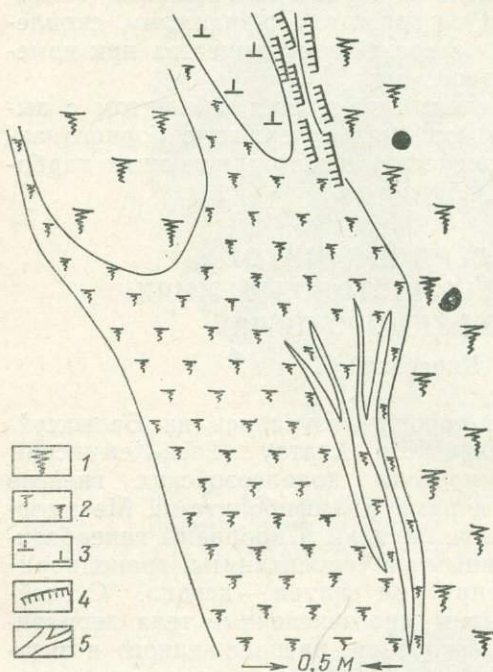


Рис. 27. Развитие тальковых и талькосодежащих пород в серпентинитовом массиве, локализующемся в тектонической зоне

1 — серпентинит; 2 — оталькованный серпентинит; 3 — талькит; 4 и 5 — просечки асбеста

В зависимости от степени оталькования в серпентинитах, локализующихся в зоне разломов, можно выделить тальк-серпентиновые, серпентин-тальковые и существенно тальковые породы. Иногда в них присутствуют тремолит, развивающийся по серпентину и предшествующий тальку, реликтовые рудные минералы серпентинита, а также замещающие тальк карбонат и кварц.

Талькиты — породы сланцеватого сложения, светло-зеленого, иногда коричневого цвета. На ощупь жирные, легко разламываются на удлиненные пластинки. В массе талька отчетливо видны мелкие зерна рудного минерала. Под микроскопом в талькитах наблюдается немагнетическая, сноповидная, лучистая или петельчатая (реликтовая) структура. Тальк образует мелкие чешуйки или листочки, размеры ко-

торых не превышают 0,5—1 мм по длинной оси. Оптические свойства талька стандартны. Показатели преломления следующие: $n_g = 1,578 \pm 0,002$; $n_p = 1,540 \pm 0,002$; $n_g - n_p = 0,038$. Эти данные указывают на сравнительную маложелезистость талька и близость его к стеатиту, что подтверждается химическим анализом чисто отобранного талькита (табл. 33).

В отдельных шлифах в оталькованных породах отмечаются повышенные содержания железистого карбоната (10—15%), развивающегося в виде мелких жилок, а также кварца, который присутствует только в наиболее карбонатизированных разностях при совершенном исчезновении серпентина. Такие кварц-карбонат-тальковые образования близки к апосерпентинитовым лиственитам, описанным Н. П. Михайловым и В. Н. Москалевой (1956) для территории Казахстана. На рудном поле они имеют небольшое развитие и макроскопически не выделяются среди других типов измененных пород.

На контакте серпентинитов с гнейсами и пегматитами наблюдаются более сложные преобразования (см. рис. 28), причем в строении измененных пород устанавливается довольно четкая метасоматическая зональность. От гнейса к серпентиниту прослеживаются зоны биотитовая, хлоритовая, вермикулит-хлоритовая, тремолит-вермикулитовая с тальком, оталькованного серпентинита. Мощности зон незначительны и не всегда строго выдержаны, но устанавливающиеся минеральные ассоциации очень типичны для реакционных оторочек, возникающих на контакте гипербазитов с породами алюмосиликатного состава. По мнению Д. С. Коржинского (1953), метасоматиты, возникающие в такой обстановке, принадлежат к биметасоматическим образованиям, близким к магнезиальным скарнам.

Метасоматическое изменение серпентинитов без сомнения протекало параллельно преобразованию гнейсов и гранитоидов: в зонах развития преизенов, турмалиновых и серицитовых метасоматитов тела серпентинитов тремолитизированы и оталькованы. В процессе послемагматического метаморфизма этих пород выделяются две стадии: ранняя щелочная и кислотная.

Наиболее интенсивное проявление первой стадии выразилось в развитии тремолита по серпентину (до образования в тектонической зоне полностью замещенных тремолитом мелких тел серпентинитов, то есть в частичном вытеснении типично основного компонента (Mg) еще более сильным основанием (Ca). На щелочной характер растворов указывает также присутствие в реакционных зонах биотита, хлорита и вермикулита, однако замещение тремолита этими минералами, в которых преобладают Mg, Fe²⁺, Fe³⁺ — компоненты с менее основными свойствами, чем кальций, свидетельствует о приближении кислотной стадии. Последняя широко проявилась в отальковании серпентинитов. Как показывают расчеты баланса вещества (табл. 33), химизм про-

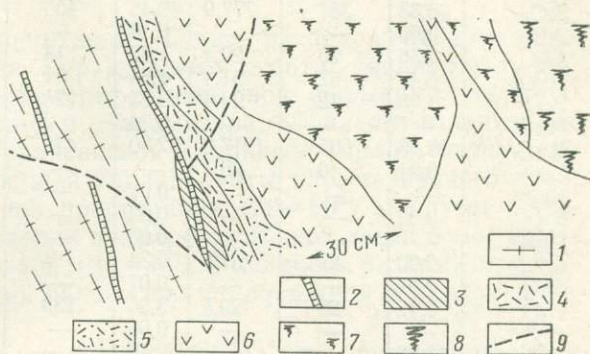


Рис. 28. Измененные породы в контакте гнейса и серпентинита

1 — гнейс; 2 — инъекции пегматитового материала; 3 — биотит; 4 — хлорит; 5 — хлорит с вермикулитом; 6 — тремолит с вермикулитом; 7 — оталькованный серпентинит; 8 — серпентинит; 9 — трещины

Расчет изменения химического состава пород в процессе оталькования серпентинитов

Компонент	Серпентинит (объем. вес 2,2)			Оталькованный серпентинит (объем. вес 2,4)			Талькит (объем. вес. 2,5)		
	Вес. %	Число ионов в стандартной ячейке	Содержание компонента, г/дм ³	Вес. %	Число ионов в стандартной ячейке	Содержание компонента, г/дм ³	Вес. %	Число ионов в стандартной ячейке	Содержание компонента, г/дм ³
SiO ₂	36,33	387	777,9	49,46	455	1140,0	61,40	496	1255,0
TiO ₂	0,05	—	—	0,10	—	—	0,06	—	—
Al ₂ O ₃	1,56	20	20,4	1,36	14	16,8	0,62	6	7,5
Fe ₂ O ₃	6,45	52	51,4	4,54	31	36,0	0,15	1	1,0
FeO	1,40	12	24,4	2,73	21	65,6	2,30	15	37,5
MnO	—	—	—	0,24	2	4,8	—	—	—
MgO	38,28	605	1217,0	32,80	449	996,0	30,25	364	822,5
CaO	0,91	10	20,4	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	—	0,07	—	—	0,06	—	—
K ₂ O	0,02	—	—	0,03	—	—	0,02	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,06	—	—	0,02	—	—
CO ₂	2,00	29	57,8	0,34	4	9,6	0,12	1	2,5
SO ₃	0,01	—	—	0,07	—	—	0,01	—	—
H ₂ O ⁺	0,42	29	29,5	3,90	239	271,2	4,00	242	270,0
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,96	—	—	0,12	—	—
П.п.п.	13,68	—	—	2,10	—	—	0,84	—	—
Сумма	101,11			98,76			99,97		

процесса оталькования сводится в основном к резкому увеличению в новообразованной породе роли кремнекислоты и воды и общему выщелачиванию оснований (рис. 29). Дальнейшее выражение кислотная стадия находит в карбонатизации серпентина и талька, и лишь при полном замещении серпентина тальком и карбонатом начинает выпадать кварц.

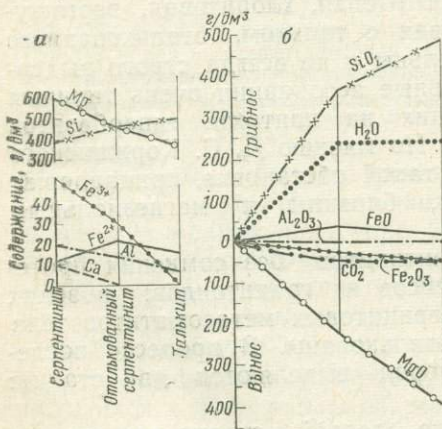


Рис. 29. Диаграммы изменения химического состава (а) и привноса — выноса компонентов (б) в процессе оталькования серпентинита (при составлении использованы кислородный метод Т. Барта и окисно-объемный метод В. А. Рудника и др.)

Из сказанного следует, что оталькование серпентинитов, сопровождаемое также отложением карбоната и кварца, по общей направленности химизма процесса синхронно образованию грейзенов, кварц-серицитовых и кварц-турмалиновых метасоматитов, возникающих, как было показано многими исследователями, в кислотную стадию за счет алюмосиликатных пород. Резкое различие в минеральном составе продуктов проявления этой стадии на рудном поле обусловлено первичным составом изменяемой породы.

Таким образом, оталькование серпентинитов, имеющее место на Балысуйском рудном поле, — процесс более поздний и наложенный по отношению к серпентинизации. Оно наряду с уже описанными в литера-

туре карбонатизацией и лиственитизацией ультраосновных пород является отражением кислотной стадии послемагматического процесса, развивавшегося в магнезиально-силикатной среде.

В геологической обстановке, характеризующейся наличием гранитоидных и ультраосновных пород, проявление апогипербазитовых тальковых метасоматитов может служить поисковым критерием на оруденение, связанное с грейзенами, кварц-серицитовыми породами, турмалинитами и другими образованиями кислотной стадии.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГУДАС

Свинцово-цинковое месторождение Гудас, расположенное на южных склонах восточной части Кураминского хребта, является типичным представителем кварц-сфалерит-галенитовой формации, получившей широкое распространение в Кармазаре. Сфалерит-галенитовая минерализация связана с Тудаксайской кварцевой жилой, выполняющей Гудасский разлом и секущей гранодиориты карамазарского типа. Разлом имеет северо-восточное простирание ($20-50^\circ$) и крутое падение на северо-запад. Углы падения в северо-восточной части более пологие ($65-70^\circ$), чем в центральной ($80-90^\circ$). Мощность разлома изменяется от 50 м на юго-западе до 200 м в северо-восточной и центральной частях.

Тудаксайская кварцевая жила прослежена по простиранию на 1800 м, мощность ее колеблется от 1 до 30 м. Жила сложена кварцем белого, светло-серого и темно-серого цвета; вблизи поверхности преобладают белые и светло-серые, а на глубине серые и темно-серые разности. В незначительных количествах присутствуют кальцит, хлорит, флюорит, барит, альбит. Рудная минерализация представлена галенитом и сфалеритом; в небольших количествах отмечаются пирит, халькопирит, гематит и шеелит. Вблизи поверхности отношение свинца к цинку в рудоносной кварцевой жиле составляет 2:1, с глубиной оно изменяется в пользу цинка и приближается к 1:1.

В процессе формирования Тудаксайской жилы образовывались многочисленные мелкие штокверковые прожилки различного минерального состава, приуроченные к измененным гранодиоритам. Возрастные взаимоотношения таких прожилков и последовательность минералообразования в них устанавливаются значительно легче, чем в пределах главной жилы, где взаимоотношения между минералами часто затушеваны последующими наложениями. Поэтому при минералогических исследованиях на месторождении Гудас, проведенных для выяснения последовательности формирования кварцево-рудной минерализации, основное внимание уделялось изучению минерального состава штокверковых прожилков, последовательности минералообразования в них, характеру пересечения и смещения их относительно друг друга, явлениям коррозии и метасоматических замещений и ориентировки минералов по отношению к бокам жилок.

В результате исследований было установлено, что месторождение Гудас сформировано в один гидротермальный этап, разделенный на раннюю и позднюю стадии (рис. 30). Для каждой стадии характерно несколько ступеней (по Н. В. Петровской, 1965) развития, фиксируемых составом минеральных парагенетических ассоциаций. Эти ступени развития процесса представлены от ранних к поздним эпидотовыми и кварц-эпидотовыми, молочно-белого кварца с альбитом и пиритом, темно-серыми хлорит-гематит-кварцевыми, белыми кварцевыми с редким пиритом, сфалерит-галенит-кварцевыми, хлорит-сери-

цит-сульфидно-кварцевыми, флюорит-кварцевыми, кальцит-кварцевыми и кварцевыми прожилками.

С первой ступенью ранней гидротермальной стадии процесса связано формирование редких эпидотовых и кварц-эпидотовых жилок в гранодиоритах (рис. 31). Эпидот образует зернистые, шестоватые агрегаты, реже призматические удлиненные вдоль оси *b* кристаллы. Кварц представлен молочно-белыми мелкозернистыми агрегатами. Эпидот количественно преобладает и выделяется всегда раньше кварца 1.

Прожилки второй ступени сложены агрегатом молочно-белого кварца 2 с незначительным количеством пирита 1 и мелкими кристал-

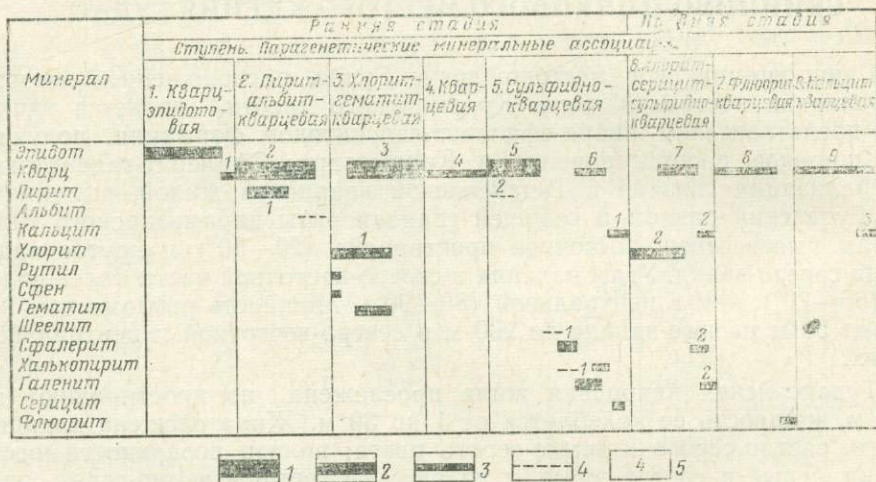


Рис. 30. Схема последовательности формирования гидротермальной гипогенной минерализации Гудасского месторождения
 Количества минерала: 1 — большие; 2 — средние; 3 — малые; 4 — очень малые; 5 — генерации минерала

лами альбита. Эти прожилки образуют штокверковый ореол вокруг Тудаксайской жилы. Мощность жилок кварца 2 колеблется от 0, *n* до *n* см. Выпадение его перекрывается кристаллизацией пирита 1. Мощные кварцевые жилы, выполняющие Гудасский разлом и оперяющие его трещины, состоят преимущественно из кварца 2. Окварцевание гранодиоритов близко по времени с формированием кварцевых жил этого типа. Кварц 2 молочно-белого или серовато-белого цвета. Окраска кварца обусловлена наличием многочисленных газовых и газожидких включений, что указывает на обилие газов в гидротермальных водах при его кристаллизации.

В третью ступень развития сформировались темно-серые гематит-кварцевые жилки с хлоритом 1, что свидетельствует об обогащенности растворов железом, частично магнием и титаном. Мощность прожилков 0, *n* — *n* · 10 мм. Проникновение растворов сопровождалось коррозией раздробленных зерен пирита 1, дроблением кварца 2, на это указывает выполнение образовавшихся трещинок и коррозионных пустоток в этих минералах кварцем 3, гематитом и хлоритом. В гранодиоритах гематит-хлорит-кварцевые жилки образуют тонкую штокверковую структуру с четкими возрастными взаимоотношениями с ранними и поздними образованиями. Кварц 3 представлен короткостолбчатыми, слегка загрязненными гематитом кристаллами размером 0, *n* — *n* мм. Редко в этих прожилках встречаются слабо корродированные кубического габитуса реликтовые кристаллы пирита 1. На пирит 1 нарастают чешуйчато-листоватые агрегаты гематита и хлорита 1, которые разме-

щаются по всей площади прожилков. Включения гематита обусловили темную окраску кварца. Одновременно с формированием гематит-хлорит-кварцевых жилков наблюдается мартитизация магнетита в измененных гранодиоритах. По-видимому, этот процесс сопровождался выносом из гранодиоритов титана (разложение темноцветных) и отложением его минералов (сфена и рутила) в виде микрожилков (рис. 32).

Жилки молочно-белого кварца 4 пересекают все более ранние прожилки. Они представлены массивным, без определенных кристаллографических очертаний кварцем.

Новое дробление сопровождалось формированием жилков сероватого кварца 5 с галенитом 1, сфалеритом 1, халькопиритом и микроскопическими кристаллами пирита 2. Кварц 5 представлен короткостолбчатыми кристаллами. Он начинает парагенетический ряд. Волнистое погасание свидетельствует о продолжавшемся и после формирования тектоническом давлении. Размеры кристаллов, как правило, выражаются обычно в долях миллиметра. Одновременно с кварцем начинается выпадение преимущественно мелкокристаллического пирита 2. Более крупные кристаллы этого пирита содержат включения кварца, попавшего сюда частично при одновременном выпадении минералов, частично за счет коррозии пирита. Затем выпадают очень мелкие кристаллы шеелита. Следующим минералом является сфалерит 1, содержащий незначительную эмульсионную вкрапленность халькопирита 1. Цвет сфалерита коричневый. Сфалерит 1 корродируется и замещается галенитом 1 и халькопиритом 2. Включения кварца 5 в сфалерите всегда идиоморфны. Местами в сфалерите 1 наблюдаются жилки кварца 6. Галенит 1 замещает пирит 2. Позднее сульфидов выделяется серицит 1.

После формирования сульфидно-кварцевых прожилков на месторождении отмечается активизация тектонических движений. Поступление растворов в новые тектонические трещины привело к образованию хлорит-серицит-кварцевых с сульфидами, флюорит-кварцевых, кальцит-кварцевых и кварцевых жилков поздней стадии гидротермального этапа.

Характерной особенностью хлорит-серицит-кварцевых жилков является малая мощность, небольшая протяженность и наличие переотложенных клейофана и галенита. Эти сульфиды практического значения не имеют. Жилки распространены как во вмещающих гранодиоритах, так и в основной кварцевой жиле.

Флюорит-кварцевые жилки наблюдаются редко. Они пересекают все ранние образования. Кварц 8 представлен прозрачными короткостолбчатыми кристалликами и предшествует выпадению флюорита. Флюорит мелкокристаллический, светло-зеленого цвета. Мощность жилков 1—5 мм.

Кварц-кальцитовые жилки, переходящие в мономинеральные кварцевые и кальцитовые, завершают гипогенное формирование месторождения.

Таким образом, формирование месторождения Гудас на ранних ступенях гидротермального процесса связано с разложением породообразующих минералов гранодиорита, выносом и переотложением их компонентов. При этом алюминий, кальций, магний, железо и кремнезем частично вошли в состав новообразованных хлорита, эпидота и кварца штокверковых прожилков. Растворы в этот период носили щелочной характер, а перед рудоотложением некоторое время имели повышенный окислительный потенциал, на что указывает формирование гематит-хлорит-кварцевых прожилков и мартитизация. Образование кварцевых прожилков, предшествующее отложению сульфидного парагенезиса, привело к изменению щелочного характера растворов на кислый. Последний господствует при формировании сульфидно-квар-

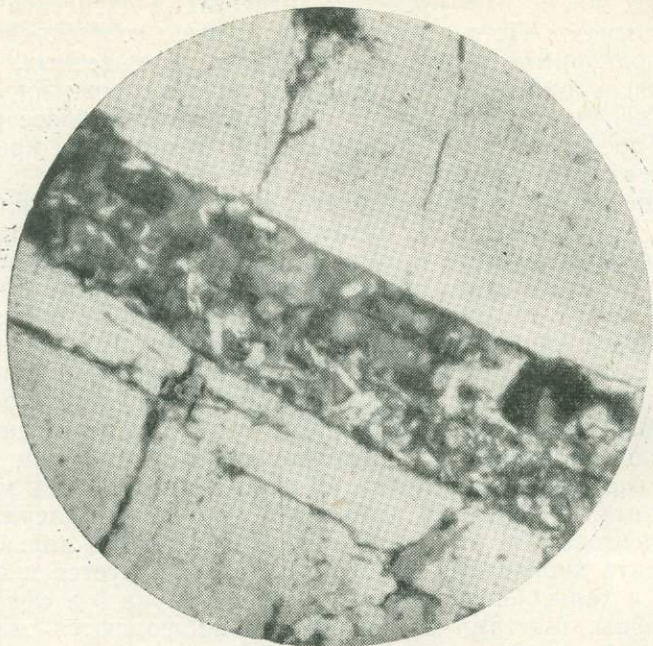


Рис. 31. Эпидот-кварцевый прожилок в гранодиорите.
Шлиф 1649; увел. 60

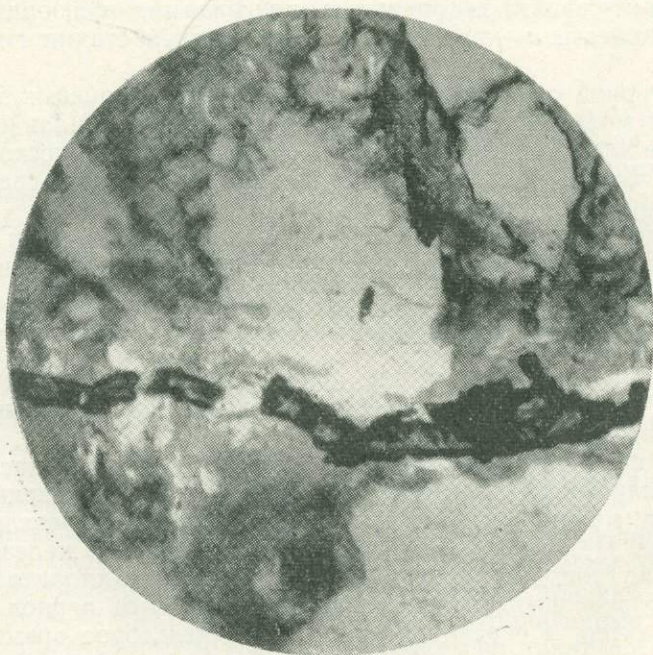


Рис. 32. Прожилок сфена в измененном гранодиорите.
Шлиф 1636; увел. 90

цевого парагенезиса, которым и заканчивается ранняя стадия гидротермального процесса.

В позднюю стадию процесса формирования месторождения образовывались локальные зонки дробления, служившие путями циркуляции минерализующих растворов. Воздействию этих растворов на ранние образования приводило к новому выщелачиванию и отложению вещества. Интенсивность этого процесса была незначительной, а масштабы минеральных новообразований невелики.

О ЖЕЛЕЗИСТОМ ПРЕНИТЕ ИЗ ГАББРО ХАНДИЗИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Южный Узбекистан)

Как известно, пренит является спутником медной и полиметаллической минерализации. Д. С. Коржинский (1948) описал пренитизацию на Турьинских месторождениях меди. Пренит был установлен также в околорудно измененных породах на полиметаллических и колчеданных месторождениях Урала (Перижняк и др., 1966), Казахстана (Куденко и др., 1966), Кавказа (Саркисян, 1965) и др. Хотя пренит является довольно распространенным минералом и описание его в советской и зарубежной литературе приводится сравнительно часто (Шкабара, 1949; Калужный, 1950; Клименко, Лебединский, 1950; Гвахария, 1952; Золотухин и др., 1965; Kawalski, 1965 и др.), в Южном Узбекистане он пока не отмечался.

В связи с этим авторы произвели детальное минералогическое изучение пренита, обнаруженного в Хандизинском районе.

На площади района имеется несколько массивов габбро, занимающих около 15% его территории. В результате процессов гидротермального метаморфизма габбро подверглось эпидотизации, хлоритизации, серпентинизации, оталькованию. В отдельных участках, где гидротермальная деятельность проявилась наиболее интенсивно, отмечается полиметаллическое оруденение. При изучении околорудных изменений пород в них был установлен пренит (рис. 33), который встречается в двух генерациях. Пренит первой генерации метасоматический; совместно с серицитом, хлоритом и карбонатом он замещает плагиоклазы с различной степенью интенсивности. При этом наблюдается следующий порядок минералообразования: кальцит→хлорит→серицит→→пренит.

Процесс пренитизации обычно начинается с периферии зерен образованием мелких (0,1—0,5 мм) скоплений минерала неправильной формы. Ближе к внутренней части зерен плагиоклаза он образует полные псевдоморфозы по нему. Содержание пренита вблизи рудных тел составляет 20—25%, с удалением от них постепенно уменьшается и на расстоянии 15—20 м совершенно исчезает.

Пренит второй генерации — жильный. Он выполняет трещины и пустоты. В ассоциации с кальцитом, хлоритом, кварцем пренит обра-

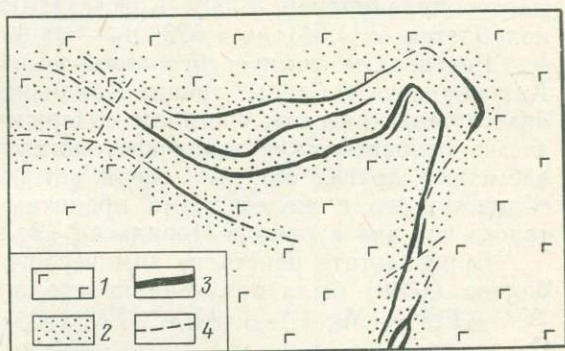


Рис. 33. Геологическая схема рудопроявления
1 — габбро; 2 — гидротермально измененные породы с пренитом; 3 — рудные тела; 4 — тектонические трещины

зует жилки мощностью до 15 см и протяженностью до 3 м. Иногда отмечаются хорошо ограненные кристаллы размером до 1 см в длину, образующие сростки и друзы, но гораздо чаще пренит встречается в виде округлых радиальнолучистых сферолитов размером от 0,3 до 1 см. Сферолиты обычно образуют скопления и иногда отмечаются обособленно среди кварц-карбонатной массы.

Макроскопически пренит полупрозрачный, со стеклянным блеском, белого, желтоватого, а чаще светло-зеленого цвета. Микротвердость, определенная на микротвердомере ПМТ-3, равна 753 кгс/мм², удельный вес 2,9.

Под микроскопом пренит бесцветный, в виде таблитчатых зерен с ясной спайностью и характерными аномальными высокими цветами интерференции. Некоторые зерна sdвойникованы. Угол погасания колеблется от 20 до 27°, удлинение отрицательное, 2V большой. Показатели преломления, определенные в иммерсионных жидкостях, следующие: $n_g = 1,648 \pm 0,002$; $n_p = 1,615 \pm 0,002$; $n_g - n_p = 0,033 \pm 0,002$.

По оптическим свойствам описываемый пренит близок к пренитам Норильского месторождения (Золотухин и др., 1965), Украины (Клименко, Лебединский, 1950), Крыма (Шкабара, 1949), для которых n_g колеблется от 1,641 до 1,672; n_p — от 1,614 до 1,621.

Результаты химического анализа пренита приведены в табл. 34. Как видно из таблицы, пренит Хандизинского рудного поля по сравнению с теоретическим составом содержит несколько пониженное количество основных окислов за счет присутствия изоморфных примесей элементов других окислов, среди которых преобладает железо. Это сближает его с железистыми пренитами из интрузии габбро-долеритового состава в районе Норильска (Золотухин и др., 1965).

В результате пересчета химического анализа по методу В. С. Соболева (1949) была получена кристаллохимическая формула пренита: $(Ca_{1,99} Fe^{2+}_{0,02} Mg_{0,02})_{2,03} (Al_{1,90} Fe^{3+}_{0,19})_{2,09} (OH)_{1,10} (Si_{3,08} Ti_{0,01} C_{0,04})_{3,13} O_{10,90}$.

Спектральным анализом в исследуемом образце установлены следующие примеси: Mn 0,1%; Ni 0,001%; Co 0,001%; V 0,01%;

Таблица 34

Химический анализ пренита из Хандизинского рудного поля

Компоненты	Теоретический состав пренита	Вес. %	Мол. количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов	Пренит из интрузии района Норильска (Золотухин и др., 1965)
SiO ₂	43,70	42,80	713	1426	6,17	713	3,08	43,08
TiO ₂	—	0,14	2	4	0,02	2	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	24,80	22,48	221	663	2,86	442	1,90	22,36
Fe ₂ O ₃	—	3,69	23	69	0,29	46	0,19	2,01
FeO	—	0,28	4	4	0,02	4	0,02	0,29
CaO	27,10	25,91	460	460	1,99	460	1,99	26,98
MgO	—	0,10	3	3	0,02	3	0,02	0,22
K ₂ O	—	0,05	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	—	0,05	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	0,33	8	16	0,08	8	0,04	0,64
H ₂ O ⁺	4,40	2,28	128	128	0,55	256	1,10	4,11
H ₂ O ⁻	—	0,24	—	—	—	—	—	0,06
Сумма	100,00	98,35		2773				99,75

Общий делитель 2773 : 12 = 231

Анализы выполнены в химической лаборатории САИГИМС аналитиком Е. Н. Спиридоновой.

Cr 0,003%; Zr 0,001%; Cu 0,006%; Pb 0,001%; Sn 0,001%; Ga 0,001%;
Ba 0,001%; Sr 0,01%; Sc 0,01%; В₂O₃ 0,002%.

Термограмма пренита (рис. 34) характеризуется одним эндотермическим эффектом при 870°, что связано, по-видимому, с потерей кристаллизационной воды. При сопоставлении ее с эталонной кривой нагревания (Иванова, 1961) резких отличий не наблюдается. Сравнением результатов рентгенометрического анализа пренита (табл. 35) с эталоном по В. И. Михееву (1957) выявлено, что главные линии их близки между собой при некотором расхождении в интенсивности. Таким образом, описанный минерал по своим свойствам и химическому составу является железистой разновидностью пренита.

В заключение отметим, что пренит в пределах района встречается только вблизи полиметаллической минерализации. Следовательно, обнаружение его в других участках Хандизинского рудного поля может служить минералогическим поисковым признаком на наличие скрытых рудных тел.

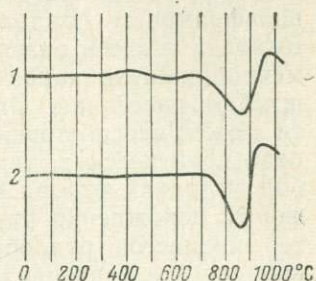


Рис. 34. Термограммы пренитов
1 — эталон (Иванова, 1961); 2 — описываемый пренит

Таблица 35

Результаты рентгенометрического анализа пренита

Исследуемый образец		Пренит по В. И. Михееву		Исследуемый образец		Пренит по В. И. Михееву	
<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
1р	6,1	2	5,77	7	1,538	5	1,331
—	—	5	5,26	5	1,447	2	1,441
3	4,71	5	4,62	5	1,407	5	1,401
1	4,19	2	4,17	5	1,371	5	1,373
2р	4,03	—	—	3	1,345	2	1,341
—	—	5	3,86	1	1,314	2	1,311
6	3,52	10	3,49	6р	1,289	5	1,282
6	3,29	10	3,28	2	1,236	—	—
9	3,06	10	3,05	4	1,201	2	1,198
6	2,80	7	2,81	5	1,171	5	1,179
10	2,559	10	2,54	4ш	1,162	5	1,158
7р	2,341	7	2,33	4ш	1,146	5	1,141
—	—	2	2,21	3	1,123	2	1,121
1	2,134	2	2,13	2р	1,101	2	1,096
2	2,043	5	2,05	2р	1,089	—	—
6	1,946	6	1,928	9ш	1,067	—	—
3	1,848	5	1,840	4	1,051	—	—
9	1,771	7	1,764	5	1,040	—	—
4	1,703	5	1,698	6	1,024	—	—
1	1,590	—	—	4	1,013	—	—
—	—	5	1,646	5ш	1,000	—	—

Анализы выполнены в рентгеноструктурной лаборатории САИГИМС, аналитик Л. К. Дехта. Аппарат УРС-50И; Fe-излучение; D=57,3 мм; d=0,5 мм; 10 ма; 33 кв.

**О ВОЗМОЖНЫХ ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ
В ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ
НЕКОТОРЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Значение ртути как элемента индикатора определяется тем, что ее ореолы образуются не только в связи с ртутно-сурьмяным оруденением. Для некоторых свинцово-цинковых месторождений установлены ее

ореолы, по размерам намного превышающие рассеяние основных рудных компонентов — свинца и цинка (Карасик, 1962). Наличие ртути и киновари как примесей в рудах более высокотемпературных типов оруденения — флюоритовых, висмутовых, золоторудных, полиметаллических, арсенопиритовых, медно-молибденовых, а иногда и оловянно-вольфрамовых (Бадалов, 1965; Зеликовский, 1964 и др.) позволяет ожидать и здесь развития ее ореолов. Таким образом, ртуть как элемент-индикатор характеризуется универсальностью и широким масштабом рассеяния. Определение формы нахождения рассеянной ртути может способствовать решению различных вопросов, в первую очередь практических, так как ею в значительной мере определяется выбор методики отбора и обработки геохимических проб. Кроме того, форма нахождения ртути может в какой-то мере указывать на характер процессов рудообразования. Значение элементов-примесей в таком аспекте подчеркивал Л. Н. Овчинников (1964), но только с точки зрения количественного их распределения. Необходим учет и качественного проявления элементов-примесей (фазовое состояние) в ореолах их рассеяния.

Вопрос о возможных формах нахождения ртути рассматривался А. А. Сауковым (1946, 1960). Им отмечаются ртуть свободная (газообразная), ртуть в киновари и в виде изоморфной примеси в кристаллических решетках минералов гидротермального комплекса. Возможность изоморфного вхождения ртути в кристаллические решетки минералов меди, цинка, железа, кальция, бария определяется близостью их ионных радиусов. Кроме того, устанавливается тесное кристаллохимическое сходство ртути с индием (Бойко, Ходашева, 1959), что может приводить к взаимозамещениям этих элементов в сульфидных минералах.

Исследование форм нахождения ртути в ореолах рассеяния экспериментально впервые было проведено В. П. Федорчуком (1961). Для ртутных месторождений Тихоокеанского пояса им было доказано наличие следующих форм нахождения ртути в ореоле рассеяния: элементарная ртуть, мельчайшие зерна киновари и ртуть, заключенная в пирите (изоморфная примесь), а также выявлено влияние некоторых геологических факторов на формы фиксации ртути. Исследования в этом направлении проводились также на Никитовском ртутном месторождении (Дворников и др., 1963; Карасик, 1962), где форма нахождения ртути определялась главным образом в почвах.

В настоящей работе приводятся результаты экспериментального определения форм нахождения ртути в ореолах рассеяния в конкретных геологических условиях. Изучались три типа оруденения: I — ртутный, II — ртутно-сурьмяный и III — сурьмяно-золото-колчеданный.

Монометальное ртутное оруденение двух рудных полей Западного Узбекистана локализуется в мощной толще доломитизированных известняков и доломитов. Оруденелыми являются крутопадающие зоны дробления. В породах развита сопутствующая оруденению жильная минерализация в виде тонких прожилков и небольших гнезд кальцита, реже кварца.

Ртутно-сурьмяное оруденение в Южной Фергане приурочено к согласной межформационной залежи джаспероидов, образовавшейся на контакте известняков и перекрывающей их терригенной толщи (глинистые и песчано-глинистые сланцы). Руды представлены главным образом киноварью. Реже встречаются антимонит, флюорит, реальгар и аурипигмент. Как в известняках, так и в сланцах присутствуют кальцит и кварц в виде многочисленных прожилков. Надрудные сланцы характеризуются широким развитием пирита.

Сурьмяное и сурьмяно-золото-колчеданное оруденение Северной Ферганы локализуется в пластообразной кварцевой залежи. Подсти-

лающими породами являются мраморизованные известняки, а перекрывающими — серицитизированные и милонитизированные сланцы. Золоторудные тела тяготеют к висящему боку кварцевой залежи и частью к перекрывающим сланцам. Сурьмяное оруденение развито в лежащем боку кварцевой залежи (Мустафин, 1956). Руды представлены пиритом, содержащим золото (реже присутствуют другие сульфиды), и антимонитом. Киноварь встречается в рудах и во вмещающих породах спорадически.

Методика определения форм нахождения ртути в пробах, разработанная В. П. Федорчуком, основывается на использовании температурного критерия. Отдельные навески пробы прокаливались при различных температурах: 100, 200, 300, 400 и 500°С. Данные о температурах разрушения кристаллических решеток минералов, с которыми может быть связана ртуть в исследуемых месторождениях, свидетельствуют о том, что каждая из указанных температурных ступеней будет характеризоваться испарением ртути, заключенной в определенной минеральной или безминеральной форме. Так, известны (Бетехтин, 1956; Реми, 1963) температуры плавления некоторых минералов: ртути самородной 39°, киновари 200°, реальгара и аурипигмента 321° и 310°, пирита 550°С.

Для проверки нами проведено прокаливание проб с заранее известной формой нахождения в них ртути. В навеску породы, в которой (путем трехкратного определения с чувствительностью $6 \cdot 10^{-6}\%$) ртуть не устанавливалась, вводилось известное количество того или иного минерала, содержащего ртуть (киноварь, пирит), и металлическая ртуть. Жильные минералы, связанные с рудным процессом (кальцит, флюорит), ввиду относительно невысоких содержаний ртути в них не разбавлялись пустой породой.

В этих пробах определялось первоначальное содержание ртути, затем их подвергали селективному прокаливанию при температурах 100, 200, 300, 400 и 500°С в течение 8 ч, после чего в них опять определялось содержание ртути. Определение производилось спектральным полуколичественным методом, а в двух пробах с высокими содержаниями ртути — химическим. Результаты сведены в табл. 36. В пробе с ме-

Таблица 36

Содержание ртути в породах после прокаливания

Породы, минералы	Исходное содержание ртути	Содержания ртути в % после прокаливания при температурах				
		100°	200°	300°	400°	500°
Сланцы с киноварью	0,6	0,6	0,5	$4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-5}$	—
Сланцы с порошковой киноварью	0,03	0,03	0,002	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—
Сланцы с металлической ртутью	6,76	0,017	—	—	—	—
Сланцы с пиритом	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	—
Кальцит	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	—
Флюорит	$4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	—

таллической ртутью после прокаливания при 100° испарилась практически вся ртуть (99,98% от первоначального количества). В пробе с киноварью потеря ртути происходит главным образом при 300°; незначительное (0,005% к исходному) количество ее остается после прокаливания при 400°. В пробе с порошковой разностью киновари значи-

тельное количество ртути испаряется в интервале 200—300° и не обнаруживается при прокаливании при 400° С.

Как видно из приведенных результатов, ртуть из ряда минералов начинает возгоняться при температурах более низких, чем установленные для них температуры плавления и кипения (Бетехтин, 1956). Для киновари это легко объясняется высокой упругостью паров как самой ртути, так и ее соединений. Что же касается таких минералов, как флюорит, пирит и кальцит, то, по-видимому, часть ртути, связанной с этими минералами, входит в них как в виде тонкодисперсной примеси, так и в виде тончайших включений киновари. Можно предполо-

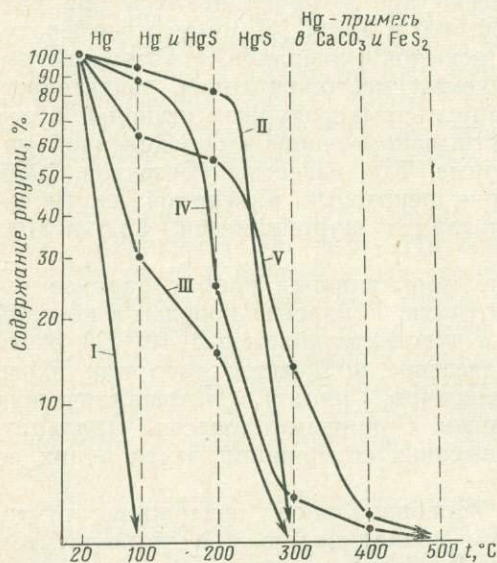


Рис. 35. Изменения содержаний ртути в различных минеральных формах в зависимости от температуры нагревания

жить, что при длительном нагревании и тонком истирании материала кристаллические связи нарушаются, что отражается и на их термических свойствах. Эти соображения и изложенные нами ранее результаты (Быковская, 1966) подтвердили возможность использования температурного критерия для определения форм нахождения ртути.

Для решения поставленной задачи было отобрано 62 пробы вмещающих пород различного состава, неизменных и с проявлениями гидротермальной минерализации на указанных выше месторождениях. Каждая проба после дробления до 0,14 мм и тщательного перемешивания делилась на шесть навесок (по 10—15 г каждая). Пять из них прокаливались в муфельных печах при вышеуказанных температурах в течение 8 ч, а шестая

была контрольной. В прокаленных навесках, а также в контрольной пробе ртуть определялась по спектральной приближенно количественной методике. Для контроля половина проб анализировалась дополнительно химическим методом (Айдиньян, 1960). Результаты спектрального и химического методов показали удовлетворительную сходимость. Анализ результатов эксперимента (табл. 37) подтвердил, что геологические факторы (тип оруденения, состав вмещающих пород, проявление в них гидротермальной минерализации, позиция пробы относительно рудной залежи) оказывают непосредственное влияние на форму нахождения ртути в минералах и породах, которая в свою очередь характеризуется конкретным процессом испарения ртути в пробах (рис. 35).

В месторождениях первого типа (вкрапленность киновари в доломитизированных известняках и доломитах) ртуть почти полностью сохранялась в пробах, прокаленных при 100° С. После 200° общее количество ртути в этой группе проб уменьшилось более чем в 10 раз, а после 300° — в 60 раз; лишь в одной пробе она сохранилась после прокаливания при 400° С.

В месторождениях второго типа (в глинистых, углисто-глинистых сланцах) большая часть проб (60%) не содержит ртути уже после нагревания их до 100°, а общее количество ртути уменьшается в них в 2,5 раза. После 200° ртуть была обнаружена только в 20%, а после

Испарение ртути при прокаливании проб пород различного вещественного состава

Породы	Количество проб	20°		100°		200°		300°		400°		500°	
		<i>n</i>	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>m</i>	<i>n</i>	<i>m</i>

I. Ртутное оруденение в карбонатных породах

Доломиты и доломитизированные известняки	8	100	3994	100	3727	87	326	62	60	12	1	—	—
--	---	-----	------	-----	------	----	-----	----	----	----	---	---	---

II. Ртутно-сурьмяное оруденение в джаспероидах

Сланцы без видимой минерализации . . .	29	100	193	40	75	20	32	7	2	—	—	—	—
Сланцы с кальцитовыми прожилками	5	100	119	100	60	80	28	40	12	20	9	—	—
Сланцы частично окварцованные	4	100	7440	100	3860	100	230	75	88	—	—	—	—
Сланцы с пиритом . . .	8	100	176	75	152	75	108	37	81	25	68	—	—
Джаспероидно-роговиковые брекчии	2	100	3900	100	170	100	170	100	77	100	6	—	—

III. Сурьмяно-золото-колчеданное оруденение

Серицитизированные сланцы с пиритом . . .	4	100	2	25	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц с сульфидами . . .	1	100	3	100	1,2	100	1,2	100	0,8	—	—	—	—
Мраморизованные известняки	1	100	5	100	1,2	100	0,6	—	—	—	—	—	—

Примечание. *n* — частота встречаемости ртути в пробах, %; *m* — суммарное количество ртути по интервалам прокаливаний, 10^{-4} %.

300° — лишь в 7% проб. Соответствующим образом уменьшилось и общее количество ртути в пробах. В частично окварцованных сланцах происходило равномерное (по всем пробам) уменьшение ртути после 100° в 2 раза, после 200° еще в 10 раз, и небольшое ее количество сохранилось после 300° С. В сланцах с кальцитовыми прожилками после каждого из первых трех прокаливаний (при 100, 200, 300°) количество ртути уменьшалось вдвое и после 400° ртуть обнаружилась лишь в одной пробе. В сланцах, обогащенных пиритом, при прокаливании до 200° наблюдалось значительное уменьшение количества ртути, после 300° в пробах оставалось еще около 50% от первоначального ее содержания. В двух пробах ртуть сохранилась и после 400° в количестве $(2-4) \cdot 10^{-4}$ %. В джаспероидно-роговиковых брекчиях ртуть сохраняется до 400° во всех пробах, но с уменьшением общего ее количества, особенно резко после 100° и постепенным после всех последующих прокаливаний.

Для перечисленных групп проб оруденения второго типа отмечается общность в ходе испарения ртути при нагревании. Так, в большей части проб сланцев происходит резкое уменьшение исходного количества ртути при 100°, что, вероятно, объясняется наличием значительной части ртути в свободном состоянии.

В месторождениях третьего типа опробованы перекрывающие серицитизированные сланцы, рудовмещающие кварц с сульфидами (главным образом пирит) и подстилающие мраморизованные известняки. В 75% перекрывающих сланцев полное испарение ртути наблюдалось уже после нагревания до 100°. В кварце и в известняках ртуть устанавливалась после нагревания до 200°.

Таким образом, данные прокаливания, сопоставленные с вещественным составом проб, позволяют определить формы нахождения ртути, распространенной в ореолах рассеяния. Наиболее устойчива при высоких температурах ртуть, связанная с пиритом и кальцитом. В неизмененных сланцах главная масса ртути находится в свободном со-

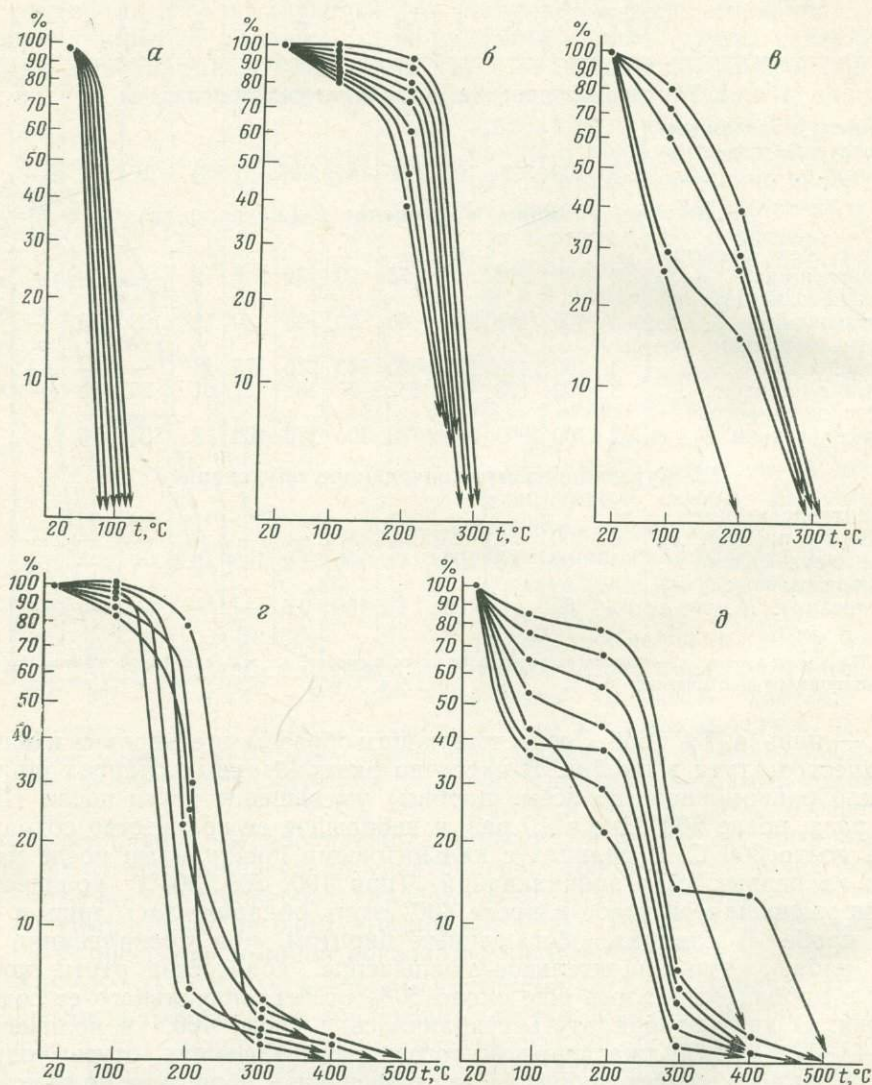


Рис. 36. Типичные кривые изменения содержания ртути в пробах при нагревании

стоянии (в твердой или газовой фазе). Можно предположить также наличие вторичных минералов ртути (каломель, эггестонит и др.), но эта форма ртути отмечается лишь в приповерхностных частях разреза. Ртуть, присутствующая в указанных формах, возгоняется уже при температуре до 100°C . Собственно киноварная форма нахождения ртути устанавливается по испарению в интервале температур $200\text{--}300^{\circ}$. Она характерна главным образом для надрудных сланцев и карбонатных пород ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений.

Обычно, как это видно из приведенных данных, почти в каждом участке ореола рассеяния ртуть присутствует в нескольких формах.

Однако всегда выделяется одна преобладающая форма, определяющаяся конкретными физико-химическими и термодинамическими условиями образования месторождения.

Изменения содержаний ртути в пробах на каждой стадии термической обработки их иллюстрируются графиками (рис. 36), на которых отчетливо выделяется та или иная форма нахождения ртути. На оси абсцисс отложены температурные интервалы, а на оси ординат — относительные количества ртути (в % к исходному количеству в непрокаленной пробе). Выделяются пять типов кривых процесса испарения ртути в пробах, соответствующих различным формам ее нахождения.

Полное испарение ртути произошло до 100°C (см. рис. 36, а). Ртуть находилась в свободной форме. Это пробы неизмененных и слабоизмененных сланцев, перекрывающих ртутно-сурьмяное и сурьмяно-золото-колчеданное оруденение (20 проб). До 200° количество ртути уменьшается незначительно, а при 300° происходит полное ее испарение (см. рис. 36, б). Кривые характеризуют сульфидную (главным образом киноварную) форму нахождения ртути в породах. Пробы отобраны по сланцам и известнякам, вмещающим ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение. Резко уменьшается количество ртути при $100\text{—}200^{\circ}$ и происходит полное ее испарение при нагревании до 300° (см. рис. 36, в). Очевидно, в данных случаях возможно сочетание свободной ртути с киноварью (шесть проб). Наблюдается резкое уменьшение количества ртути при $200\text{—}300^{\circ}$ и сохранение оставшейся ее части до $400\text{—}500^{\circ}$ (см. рис. 36, г). Этот сход испарения соответствует, вероятно, двум одновременно находящимся формам ртути — сульфидной и в виде тонкодисперсной примеси в минералах кальците, пирите и др. (девять проб).

Отмечаются сложные (ступенчатые) кривые с перепадами, соответствующими определенным температурным интервалам (см. рис. 36, д). Эти кривые изменения содержаний ртути (11 проб) показывают, что в данных пробах ртуть, вероятно, находится одновременно во всех вышеперечисленных формах: свободной (первый перепад содержания), сульфидной (испарение до 300°) и в виде тонкодисперсной примеси (сохранение некоторой части ртути до 500°).

Знание формы нахождения ртути является дополнительной информацией, получаемой от геохимических проб, что повышает достоверность интерпретации данных по ореолам рассеяния скрытого оруденения.

СОПУТСТВУЮЩИЕ РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЭНДОГЕННЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ОЛОВА, ВОЛЬФРАМА, МОЛИБДЕНА В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Распределение редких и рассеянных элементов в эндогенных месторождениях представляет интерес для изучения геохимической связи оруденения с определенными изверженными породами. Одна из первых сводок по редким элементам Средней Азии была выполнена К. Л. Бабаевым (1959), показавшим их многообразие.

Здесь приводится характеристика распределения редких и рассеянных элементов в эндогенных месторождениях вольфрама, молибдена и олова восточной части Средней Азии¹.

Прежде всего возникает вопрос о порядке рассмотрения редких элементов. Учитывая данные А. Е. Ферсмана (1960) и И. Г. Магажья-

¹ Распространение Li, Rb, Cs, Be, Nb, Re характеризуется по данным химических анализов (аналитик Е. Т. Ильина, САИГИМС), Cd, Ga, In, Ge, Se, Te — по данным полуколичественных спектральных анализов (аналитик З. М. Лопотт, САИГИМС).

на (1951, 1961), можно наметить две группы элементов: 1) Li, Rb, Cs, Be, Sc, Nb, Ta; 2) Re, Cd, Ga, In, Ge, Se, Te. В каждой группе элементы перечисляются соответственно их положению в геохимическом варианте (Ферсман, 1960) таблицы Менделеева (только рений переставлен с конца первой группы в начало второй). Такая группировка отображает главный ход развития эндогенного рудообразования. «Эволюционную стрелку» для первой группы следует поставить в направлении справа налево, а во второй, наоборот, — слева направо. Так, скандий и отчасти ниобий фиксируются в низших, а литий, цезий, рубидий в высших, наиболее сложных типах пегматитов (Ферсман, 1960). С другой стороны, рений особенно характерен для медно-молибденовых месторождений (по С. Т. Бадалову), которые ранее описывались под названием меднопорфировых руд и относились В. А. Обручевым (1934) к высокотемпературным (гипотермальным); концентрации селена и теллура отображают уже более низкотемпературное гидротермальное рудообразование.

Таким образом, приведенная группировка редких и рассеянных элементов, основывающаяся на таблице Менделеева, выражает природные соотношения и указывает рациональный порядок обзора конкретных геохимических материалов по месторождениям Средней Азии.

Литий. В литературе указываются высокие содержания лития в разновидностях редкометального грейзена (цвиттера). В частности, В. Трёгер (1935) в качестве «эталонного» грейзена приводит состав метасоматита, содержащего 58% кварца, 31% циннвальдита (I), 9% топаза, 2% флюорита и др. Однако на некоторых рудопроявлениях нами установлено, что главные массы лития (в виде сподумена и темных крупночешуйчатых слюд — циннвальдита и др.) концентрируются только в связи с пегматитовым процессом; после перерыва и уже по ходу формирования кварцево-грейзеновых жил (с вольфрамитом и др.) вместо лепидолита или циннвальдита образуются мусковит, гидромусковит, содержащие литий только как примесь. Вместе с тем иногда возможны кварц-кукеитовые грейзеноидные породы с рудами вольфрама, олова, молибдена и висмута.

Повышенные концентрации лития отмечаются также в шеелитоносных скарнах; например, некоторые везувианы содержат до 0,1% лития (по В. В. Козыреву).

Небольшие и, по-видимому, все убывающие концентрации лития как элемента-примеси (т. е. количества, хотя бы незначительно превышающие кларк) сопутствуют почти всему нисходящему температурному ряду редкометальных гидротермалитов¹. Так, кварц-турмалиновая порода оловорудного проявления Учкошкон содержит (в двух пробах из 17) около 0,03% лития; примерно столько же лития в некоторых пробах окварцованных и серицитизированных гранодиоритов Ортобайсоруна (Киргизия); в слабо измененных гранодиорит-порфирах этой же площади установлено 0,006—0,03% лития.

При разработке поисковых критериев следует учесть, что заметные повышенные концентрации лития очень часто присущи кислым магматическим породам в окрестностях рудопроявлений вольфрама, молибдена и олова. Так, в щелочных гранитах из ближайших окрестностей проявления грейзенов с вольфрамом, молибденом, оловом и висмутом содержания лития по 14 нашим пробам составляют 0,016—0,070%, на других участках, где встречаются грейзены с вольфрамом и оловом, установлены следующие литиеносные породы: биотитовые турмалинсодержащие граниты — 0,03% лития (по пяти пробам), гра-

¹ Интересно, что воды некоторых минеральных источников (Виши и др.) содержат заметные количества лития.

нит-порфиры — 0,006—0,01% лития (по трем пробам). Это на порядок выше кларка лития.

Рубидий и цезий. В главных чертах они ведут себя аналогично литию, т. е. дают некоторые концентрации в гранитах, развитых на площади редкометалльных узлов или полей, и обнаруживают максимум в пегматитах. По В. И. Вернадскому (1954), рубидий входит в состав породообразующих минералов, богатых калием. Можно полагать, что и цезий тоже даст некоторые концентрации как примесь в щелочных силикатах и алюмосиликатах. Поэтому именно пегматиты особенно богаты рубидием и цезием, а скарны бедны ими. Далеко не все гидротермалиты содержат редкие щелочи в количествах, превышающих кларки, что приходится связывать с декализацией или деалюмосиликацией при низкотемпературном метасоматозе (окварцевании, каолинизации, карбонатизации и т. п.).

В Средней Азии наиболее интересны щелочные граниты. На одном проявлении редкометалльных пегматитов и грейзенов щелочные литий-содержащие граниты содержат 0,20% рубидия (одна проба). В одной из проб темной высокожелезистой слюды этого проявления установлены: Li — 1,06%, Rb — 1,22%; Cs — 0,03%. Аналогичные данные для щелочных гранитов оловоносного участка получены С. С. Малышевым и др.

Некоторые незначительные концентрации рубидия и цезия установлены в медно-молибденовых рудах прожилково-вкрапленного типа С. Т. Бадаловым (1959). Это нельзя не поставить в связь с теми фактами, что на месторождениях данного типа широко развиты изверженные породы, богатые щелочными алюмосиликатами — гранит-порфиры, сиениты и т. п., а в числе процессов метасоматоза широко проявлены щелочно-алюмосиликатные изменения — ортоклазизация, серицитизация и др.

Бериллий. Следует различать специфичные разновидности скарновых и грейзеновых проявлений вольфрама, олова или молибдена, отличающиеся повышенными содержаниями бериллия. Таковы, к примеру, некоторые шеелитоносные скарны, которые связаны с двуслюдяными, нередко турмалинсодержащими гранитами и аляскитами, прорывающими мощные сланцевые толщи (в местах, где эти толщи сопровождаются прослоями известняка или перекрываются мощными известняками). Повышенные против кларковых содержания бериллия неоднократно устанавливались в гранитах и гранатовых скарнах. Но особенно богаты им везувианы. В валовых пробах существенно везувиановых шеелитоносных скарнов отмечено 0,0n—0,n% BeO, причем бериллий фиксируется не только как элемент-примесь, но и дает минералы типа гельвина—даналита. Однако только рассеянная форма нахождения бериллия является здесь резко преобладающей.

Бериллийсодержащие магнетитовые апоскарны¹ также обнаруживают связь с проявлениями вольфрама, олова и молибдена. Нами они отмечались в районах, где весьма кислые и щелочные граниты прорывают мощные известняковые и вулканогенные толщи (с эффузивами трахиандезит-риолитового ряда).

Интересны в отношении бериллия редкометалльные рудопроявления, которые связаны со щелочными гранитами, сформированными в удалении от крупнейших тел гранитоидных батолитов. В подобных случаях возможны комплексные рудные поля с проявлениями пегматитов (берилл, литиевые слюды и др.), скарнов (гельвин, местами молибденит), грейзенов (иногда берилл, чаще вольфрамит, касситерит, молибденит, висмутин и др.).

¹ Продукты гистогенного (по Д. С. Коржинскому) преобразования скарнов.

Таким образом, в ряде случаев проблему месторождений вольфрама, молибдена, олова нельзя решать без рассмотрения геохимии бериллия, лития и других редких и рассеянных элементов.

Скандий. В рудопроявлениях олова, вольфрама, молибдена Средней Азии скандий изучен слабо. Однако среди элементов-примесей ему должно уделяться значительное внимание, поскольку вольфрамитовые и касситеритовые концентраты могут быть источником промышленного скандия.

Как известно, скандиевый минерал тортвейтит изредка встречается в пегматитах («Геохимия, минералогия...», 1964). В самостоятельных же послепегматитовых месторождениях вольфрама, олова, молибдена скандий проявляет склонность к рассеянию. Здесь, кроме касситерита и вольфрама, функции минералов-носителей скандия выполняют турмалин и др.

Примеры месторождений Средней Азии не только подтверждают, но и подчеркивают эту общую картину проявлений скандия. Так, на одном оловорудном участке скандий отмечается в разнообразных породах — гранит-порфирах, роговиках, жильном кварце и пирите, но только в кларковых количествах, в то же время в метасоматических кварц-турмалиновых образованиях содержания его (даже на всю массу породы) на порядок превышают кларк.

Интересные подробности геохимии скандия выявлены при изучении гранитного интрузива, прорывающего эффузивы андезит-дацитового ряда. В интрузиве нами отмечались незначительные проявления грейзенизации и других метасоматических процессов, а за его пределами — измененные кислые эффузивы. В последних установлены лучистые агрегаты турмалина — шерла, содержащего примеси скандия, олова и др. Сложность состава турмалина здесь особенно заметна потому, что ассоциирующие с ним минералы осветленных эффузивов по сравнению с первичными стерильны в отношении редких элементов-примесей.

С. Т. Бадалов показал, что турмалин является весьма емким минералом-концентратором, содержащим иногда самые неожиданные элементы-примеси, в частности, он выделил (Бадалов, 1951) разновидность ванадиевого турмалина, уже вошедшую в литературу (Винчелл, Винчелл, 1953). На очереди стоит вопрос о выделении скандиевого турмалина. Крупные массы турмалиновых пород могут представлять практический интерес при наличии дешевой методики их обогащения и отдельного извлечения нескольких элементов, т. е. не только бора, но и сопутствующих ему металлов (Sc, Be, Li, Cs, Sn, Au и др.).

Ниобий и тантал. Те или иные количества этих элементов (особенно ниобия) в рассеянном состоянии или в виде самостоятельных минералов довольно характерны для месторождений олова, вольфрама, молибдена. Здесь широко проявлена склонность ниобия (и тантала, которого здесь обычно много меньше, чем ниобия) к рассеянию. Наряду с известными носителями ниобия, такими, как касситерит, вольфрамит, минералы титана и железа, пироксены, амфиболы, биотиты (Туровский, 1955; Ферсман, 1960), в Средней Азии примеси ниобия (порядка 0,01%) установлены в циннвальдитах. Интересны данные бороздового опробования вольфрамитоносных апогранитных грейзенов, относящихся к зонам околотрещинного метасоматоза (тысячные и сотые доли процента ниобия).

В гранитоидных массивах с проявлениями минерализации олова, вольфрама, молибдена можно выделить три типа ниобийсодержащих пород:

1. Не очень кислые граниты или гранодиориты с относительно высокими содержаниями титана (0,3—0,7%) и низкими ниобия (первые тысячные доли процента Nb_2O_5). При таких соотношениях ниобий рас-

сеивается в минералах титана. В частности, по К. И. Урунбаеву и Н. Б. Неумеечевой (1964), примеси ниобия и тантала (соответственно на два и один порядок выше кларков) отмечаются в биотитах и сфенах из гранодиоритов Чаткало-Кураминского региона. Интересно, что рудные скарны, связанные с такими гранитоидами, практически не содержат ниобия.

2. Граниты с умеренными содержаниями титана (0,1—0,2%) и с умеренными, местами повышенными содержаниями ниобия (многие тысячные и первые сотые доли процента Nb_2O_5). Ниобий частью рассеян, частью входит в состав сложных редкометалльных акцессорных минералов типа эвксенита или фергюсонита. К примеру, в гранитах одного массива, наряду с акцессорным (эпимагматическим) вольфрамитом, тяжелую фракцию составляют шеелит, молибденит, ильменит, сфен, рутил, апатит, магнетит (мартит), торит, монацит, ортит, оранжеит, фергюсонит, турмалин, сульфиды и др.

3. Граниты с низкими содержаниями титана (меньше 0,1%, следы) и относительно высокими ниобия (тысячные и сотые доли процента Nb_2O_5). В Средней Азии это щелочные редкометалльные граниты, содержащие колумбит, топаз, флюорит, берилл, монацит и др.

Некоторые концентрации ниобия и тантала отмечаются в альбит-лепидолитовых зонах гранитных пегматитов и в кварц-турмалин-касситеритовых жилах оловоносного района. Эти же элементы являются примесями в касситерите из оловоносных скарнов и гидротермалитов. Например, на оловянно-вольфрамово-цинковом рудопроявлении скарнового типа примеси пятиоксида ниобия (практически при отсутствии тантала) составляют в среднем около 0,1%, а в гранитоидах около скарнов ниобий отмечается в тысячных долях процента (как примесь в биотитах и роговых обманках).

Кварц-касситеритовые образования в зонах грейзенизации или серицитизации также характеризуются повышенными содержаниями ниобия в касситеритах (0,00n—0,0n%). Интересно, что касситерит первой генерации обнаруживает здесь более высокие (десятые доли процента) содержания ниобия и тантала, чем более поздние касситериты (сотые и тысячные доли процента).

В касситеритах из гидротермальных оловянно-свинцово-цинковых руд выявлены незначительные содержания тантала и ниобия (обычно десятитысячные доли процента). Аналогичные данные приведены в работах М. И. Ициксона и А. К. Русанова (1946) для восточных оловянных районов Союза.

Кроме касситерита носителем ниобия и тантала оказывается вольфрамит. Так, в нем из олово-вольфрамового рудопроявления определен ниобий в количестве 0,01%.

Рассматривая постмагматический цикл, можно заметить, что содержание ниобия в касситерите последовательно возрастает от сульфидной формации к пегматитовой. Поэтому прогноз на ниобий в скарнах, по-видимому, должен быть положительным. В Средней Азии И. В. Носырев и другие исследователи впервые открыли и описали собственно ниобиевое оруденение скарнового типа. Пределы многообразия редкометалльных скарнов должны быть пересмотрены. Вначале упор делался только на железо- или меднорудные скарны (гора Благодать, гора Высокая, месторождение Турьинское). Затем начались поиски и разведка шеелитоносных скарнов, а также скарнов с молибденовой минерализацией. Еще позднее выяснены перспективы скарновых тел в отношении бериллия и бора. И вот, наконец, в 60-х годах фиксируется открытие редкометалльных скарнов с ниобием.

Рений. Ранее считалось, что молибдениты из пневматолитовых месторождений более богаты рением, чем из гидротермальных (Мяс-

ников, 1951). Но С. Т. Бадалов (1961) на примерах руд Средней Азии показал ошибочность этого положения.

В отношении рения нами изучались различные генетические типы месторождений Средней Азии (табл. 38). Намечается закономерное

Таблица 38

Рений в постмагматическом оруденении Средней Азии

№ п/п	Генетические типы оруденения	Руды	Минералы	Количество проб	Содержание рения, %
1	Скарновый	Вольфрамо-молибденовые	Молибденит	1	0,001
2	"	То же	"	2	0,006
3	"	Молибденовые	"	1	0,002
4	"	Олово-вольфрамовые	"	1	0,0032
5	Грейзеновый	Молибденовые	"	2	0,006—0,0065
6	Гидротермальный	"	"	1	0,045
7	"	Вольфрамо-молибденовые	"	2	До 0,007
8	"	Молибденовые	"	2	0,017
9	"	Медно-молибденовые	"	1	0,098
10	"	"	Халькопирит	1	0,0001
11	"	"	Пирит	1	0,0008
12	"	"	Повеллит	1	0,015
13	"	"	Молибденит	2	0,065
14	"	"	Халькопирит	3	0,0001

№ 1, 2, 9—14 — по С. Т. Бадалову (1961); № 6, 7 — по В. М. Петрову и И. П. Заревич (1961); № 3, 4, 5, 8 — по материалам авторов.

увеличение содержаний рения в молибденитах от скарнового типа через грейзеновый к гидротермальным типам. Наибольший интерес представляют данные С. Т. Бадалова по медно-молибденовым рудам прожилково-вкрапленного типа; содержания рения в молибденитах таких руд максимально для условий Средней Азии. При этом характерно, что рений начинает фиксироваться и в сульфидах, сопутствующих молибдениту.

Кадмий. В литературе имеются указания о концентрациях кадмия в типичных сульфидных гидротермалитах. Вместе с тем значительный интерес представляют и некоторые скарны, где наряду с собственно скарновыми минералами развиваются сульфиды. Так, в сложном скарновом проявлении по данным валового опробования (более 10 проб) гранат-пироксеновые скарны содержат 0,001—0,01%, а кварцево-сульфидные образования (богатые сфалеритом) порядка 0,1—0,6% кадмия.

Выше, при рассмотрении скандия, указывалась его связь с оловом, причем наметились соотношения: если олова в системе (растворе) много, то оно дает свой минерал — касситерит, который забирает второстепенный скандий; если же и олова в системе мало, то оно вместе со скандием захватывается более «емким» минералом, например турмалином.

Нечто подобное намечается и для пары цинк — кадмий. В некоторых местах скарновых зон, где цинка для образования сфалерита было недостаточно, он и кадмий оказываются захваченными сульфидами других металлов; в частности, сотые и тысячные доли процента кадмия вместе с заметными примесями цинка отмечены в пирротине, пирите и халькопирите. Но там, где в скарнах образовался сфалерит,

осуществлялась резкая концентрация кадмия именно в сфалеритах, в сотни и даже в тысячи раз превышающая его содержания в прочих сульфидах того же рудопроявления. Здесь замечено также, что в поздней темной генерации сфалерита кадмий фиксируется в больших количествах, чем в ранней светлой: соответственно 1,62—1,85% (по 9 пробам) и 0,59—1,54% (по 6 пробам) (данные Л. Россейкина).

Однако не все сфалеритсодержащие руды Средней Азии в равной мере обогащены кадмием. По С. Т. Бадалову, для редких и рассеянных элементов существуют свои специфические геохимические районы, в которых эти элементы особенно значительно обогащают соответствующие минералы-носители (допустим, кадмий в сфалерите) и даже, в отличие от средних условий, дают самостоятельные минералы (например, в случае того же кадмия — гринокит и др.). Так, на одном из полиметаллических проявлений галениты содержат от 0,00*n* до 0,1%, а сфалериты порядка 0,2—0,3% кадмия, т. е. много ниже, чем упомянутые минералы скарнов, относящихся к сложной редкометальной провинции.

Галлий. В пределах рудопроявлений олова, вольфрама, молибдена устанавливается широкое распространение рассеянного галлия. В самих изверженных породах, с которыми связаны руды, содержания галлия близки кларковым (в диабазах и лампрофирах) или на порядок превышают кларк (в гранитоидах). Опробование многочисленных измененных гранитоидов (и контактных роговиков) показывает распространение галлия в самых разнообразных метасоматитах — в грейзенах, кварц-турмалиновых жилах и т. п., но всюду в количествах, лишь на порядок превышающих кларковое. Аналогичная картина и в скарново-рудных зонах (как на всю массу скарнов, так и в отдельных силкатах скарнового комплекса).

Некоторый рост содержания галлия (на два порядка выше кларка) подмечен лишь на немногих сложных редкометальных грейзеновых полях. Однако и такие концентрации галлия весьма спорадичны. Например, из 50 проб грейзенизированных рудоносных пород Арчалы лишь одна показывает сотые доли процента галлия. Поэтому сейчас трудно сказать, насколько галлий может использоваться в качестве поискового критерия постмагматических месторождений других редких элементов.

Индий. В постмагматических месторождениях Средней Азии индий — один из характернейших элементов-примесей в рудных минералах. Эта территория является примером геохимической провинции, которой свойственна региональная зараженность индием, причем отмечено повышение концентрации индия и увеличение масштабов индиенности от древних месторождений к молодым (Иванов, 1960).

Повышенные концентрации индия выявлены как в каледонском, так и в герцинском складчатых поясах Тянь-Шаня. Наиболее высокие концентрации элемента в Северном Тянь-Шане относятся к оловоносным полиметаллическим месторождениям. Тот факт, что индиенность фиксируется в различных складчатых поясах, но особенно в герцинском, можно объяснить с позиций представления о едином позднегерцинском возрасте важнейшего постмагматического оруденения как в герцинидах, так и в каледонидах Тянь-Шаня.

Учитывая геохимические особенности индия (связи с оловом и серой) (Иванов, 1960) и специфику геохимических провинций Средней Азии, мы можем ожидать здесь значительное качественно-количественное многообразие концентраций индия.

По нашим данным, индий присутствует в многообразных вмещающих породах и в рудах олова, вольфрама, молибдена. Так, на одном из проявлений оловоносных скарнов примеси индия (и кадмия) весьма распространены в касситерит-сфалерит-халькопиритовой минеральной

ассоциации. Геохимия рудопроявления довольно своеобразна: индий сосредоточивается в сфалеритах (в среднем около 0,02%), а касситериты и халькопириты его не содержат.

В скарновых вольфрамо-молибденовых рудопроявлениях примеси индия обнаруживаются в сфалеритах (0,06%) и халькопиритах (0,0012%). Индиенность сфалерита и халькопирита установлена и для случаев медно-молибденовых гидротермальных месторождений прожилково-вкрапленного типа (средние содержания соответственно 0,034 и 0,0042%, а максимальные 0,012 и 0,028%). О повышенных содержаниях индия в валовом составе сложных руд олова свидетельствует табл. 39.

Таблица 39

Индиенность оловорудных скарнов и гидротермалитов

Генетические типы оруденения	Рудопроявления	Породы, руды	Количество анализов	Содержание индия, %
Скарновый	Олово-вольфрамо-цинковые	Гранат-пироксеновые скарны	2	—
		Кварцево-сульфидные образования с шеелитом, касситеритом, сфалеритом	1 5 3	0,003 — 0,001—0,003
Гидротермальный	Оловорудные	Кварц-турмалиновые жилы с сульфидами	1	0,03
		Железная шляпа	15	—
			1	0,003

Германий. По данным ряда исследователей, германий — типичный малый элемент скарново-рудных месторождений, так как фактором, благоприятствующим концентрации германия, является наличие карбонатных вмещающих пород (Гинзбург, 1961).

Изучение оловоносных скарнов Средней Азии показало, что скопления кварцево-сульфидных руд (с шеелитом и касситеритом) по данным семи проб не содержат германия, но в одной из проб на всю массу руды приходится 0,001% германия, что на порядок превышает его кларк. Гранат-пироксеновые скарны того же рудопроявления, судя по двум валовым пробам, содержат первые тысячные доли процента, а одна из разновидностей граната (мономинеральная проба) — 0,01% германия.

Аналогичная, но менее резкая картина намечается и на другом скарново-рудном проявлении, где примеси германия в тысячных долях процента фиксируются в некоторых пробах пироксенового скарна с сульфидами. Таким образом, изучение оловоносных и других редкометальных скарнов представляет интерес для познания геохимии германия, его литофильных и халькофильных свойств.

Селен и теллур. Фактические материалы по региональной геохимии, полученные при изучении эндогенных месторождений олова, вольфрама, молибдена, позволяют полнее понять специфику селена и теллура как проходящих элементов в процессе эндогенного рудообразования. В этом отношении прежде всего показательны изучаемые нами пегматиты с самородным висмутом, содержащим примеси теллура, сурьмы, серебра — элементов «эпитермальных руд». Около таких пегматитов как более поздние образования развиваются рудные грейзены, в которых кроме вольфрамита, касситерита, молибденита местами проявлены теллуриды висмута.

Селен и теллур в скарново-вольфрамовых рудопроявлениях отмечаются преимущественно в халькопирите, пирите и пирротине. Максимум селена отмечен в халькопирите (0,004%), теллура в пирротине (0,001%). Эти же элементы установлены в скарново-вольфрамово-золоторудных проявлениях, причем было отмечено, что теллур преобладает над селеном, но еще не дает самостоятельных минералов.

Интерес в отношении селена и теллура представляют некоторые скарново-вольфрамово-молибденовые руды. В них примеси селена и теллура устанавливаются в молибдените, арсенопирите, отчасти в других сульфидах (табл. 40). Теллур содержится в тех же сульфидах, что и селен, но главным образом в молибдените, халькопирите, арсенопирите, причем, по В. С. Мясникову (1951), на некоторых участках молибденитоносных скарнов дает мелкие и редкие выделения теллуридов. Последние можно извлекать из молибденитовых концентратов.

В гидротермальных медно-молибденовых рудах прожилково-вкрапленного типа, которые в свое время В. А. Обручев (1934) относил к гипотермальным, селен и теллур как элементы-примеси фиксируются в целом ряде сульфидов (в пирите, халькопирите и др.). В частности, по С. Т. Бадалову (1965), содержания селена и теллура в молибдените составляют соответственно 90 и 10 г/т, в пирите до 130 и 510 г/т.

Таким образом, эндогенные рудопроявления олова, вольфрама, молибдена должны подвергаться комплексным геохимическим исследованиям в отношении ряда ценных элементов-примесей — литофильных (Li, Be, Nb, Ta) и халькофильных (In, Cd, Se, Te и др.).

Распределение селена и теллура в сульфидных минералах постмагматических месторождений Средней Азии, вес. %

Руды	Молибденит		Халькопирит		Пирротин		Пирит		Арсенопирит		Галенит		Сфалерит	
	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te	Se	Te
Вольфрамовые	—	—	0,004	Следы	0,0035	0,001	0,003	Следы	—	0,996	—	—	—	—
Золото-вольфрамовые	—	—	0,003	0,013	0,006	0,027	0,004	0,014	—	0,012	—	—	—	—
Молибдено-вольфрамовые	0,0064	0,0058	0,0025	0,005	0,0007	0,0006	0,0032	0,0006	0,028	0,0006	—	—	—	—
То же	0,0148	0,003	0,0032	0,0005	0,0056	0,0006	0,009	0,003	—	—	—	—	—	—
Скарново-рудные проявления (по данным авторов)														
Вольфрамовые	—	—	0,004	Следы	0,0035	0,001	0,003	Следы	—	0,996	—	—	—	—
Золото-вольфрамовые	—	—	0,003	0,013	0,006	0,027	0,004	0,014	—	0,012	—	—	—	—
Молибдено-вольфрамовые	0,0064	0,0058	0,0025	0,005	0,0007	0,0006	0,0032	0,0006	0,028	0,0006	—	—	—	—
То же	0,0148	0,003	0,0032	0,0005	0,0056	0,0006	0,009	0,003	—	—	—	—	—	—
Гидротермальные прожилково-вкрапленные руды (по С. Т. Бадалову, 1965)														
Медно-молибденовые	0,0018	0,0012	0,0068	0,00155	—	—	0,0035	0,0010	—	—	—	—	—	—
То же	0,006	0,0007	0,0116	0,0018	—	—	0,007	0,0015	—	—	0,0014	0,0045	—	—
													Следы	0,0005
													Следы	—

К ВОПРОСУ О ГЛУБИНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КИСЛОРОДА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Вопрос о глубине распространения кислорода в подземных водах имеет большое геохимическое значение, но остается пока далеко не решенным. Еще в конце 18 в. Д. Пирсон отметил отсутствие кислорода в воде глубоких источников (Вернадский, 1934₂). В. И. Вернадский (1934_{1,2}) указывал на неглубокое распространение кислорода в недрах; он считал, что раньше всего исчезает свободный кислород, по-видимому, в пределах верхней части коры выветривания; нацело он может исчезать уже на немногих десятках метров, ниже воды должны были бы перейти в азотно-углекислые. А. Л. Козлов (1956) также отмечает, что воздушные газы, находящиеся на сколько-нибудь значительной глубине в земной коре, обычно лишены и кислорода, и углекислоты.

Специально вопросу о распространении кислорода в подземных водах посвящена статья А. И. Германова (1955). Он утверждает, что биогенный кислород атмосферы, растворяясь в подземных водах, в условиях интенсивного и более или менее продолжительного водообмена в породах, не содержащих органических веществ (нефть, уголь и т. д.), проникает на сотни метров, а в отдельных случаях, возможно, до глубины 1 км. О глубоком проникновении кислорода также свидетельствуют широко развитые зоны окисления некоторых рудных месторождений. Так, на полиметаллическом месторождении Тсумёб (Африка) зона окисленных руд прослеживается до максимально разведанной глубины 1000 м (Геология месторождений редких элементов, 1959). Аналогичные сведения о глубине залегания окисленных руд имеются и для месторождений Средней Азии. В частности, на сурьмяных рудопроявлениях хр. Акташ глубина распространения окисленного (до 30%) антимонита достигает 800 м (Федорчук, 1960). Наличие газов воздушного происхождения (азотно-кислородных) отмечается (Бедер, 1964) в подземных водах Приташкентского артезианского бассейна в отложениях нижнего мела на глубинах порядка 1800—2000 м. Кислород в составе артезианских вод, самоизливающихся с глубины 1000—1200 м, обнаружен и на Западно-Сибирской низменности в количестве 0,25—1,22 мг/л (Гуревич, 1958).

В верхних водоносных горизонтах подземных вод нефтегазоносных месторождений Западного Узбекистана, по данным Ю. А. Слевака (1962), также повсеместно отмечено наличие кислорода в следующих количествах: Сары-Таш в интервале 650—655 м 0,747 мг/л; Кара-Чукур в интервале 835—825 м 0,42 мг/л; Газли в интервале 1035—1040 м 0,617 мг/л. Наличие растворенного кислорода в глубинных термальных водах Средней Азии и Казахстана установлено Я. Б. Смирновым (1966). Ниже приводятся дополнительные данные о содержании кислорода в термальных водах Приташкентского артезианского бассейна.

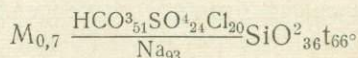
Приташкентский артезианский бассейн приурочен к крупной межгорной синклиналиной структуре; площадь его около 20 тыс. км². Границей бассейна на севере является возвышенность Кызыкурт, на северо-востоке и востоке — западные предгорья хребтов Каржантау, Чаткальского и Кураминского, на юге — северное подножие Туркестанского хребта; западная граница бассейна пока неясна. Хребты и их предгорья, ограничивающие Приташкентский артезианский бассейн с северо-востока, востока и юга, имеют значительные абсолютные высотные отметки; для этих мест характерно большое количество атмосферных осадков (500—600 мм/год и более). Они и являются областями питания напорных водоносных горизонтов бассейна (Бедер, 1959).

Бассейн имеет мульдообразную структуру. Его разрез представлен маломощным чехлом современных рыхлообломочных отложений, под которыми лежит мощная толща (в центральной части мульды 1000—1600 м) преимущественно глинистых осадков неогена. Под неогеном залегает 100—120-метровая пачка палеогеновых глин с редкими небольшими прослоями песчаников, реже доломитов. Палеоген подстилается толщей переслаивающихся между собой пластов песчаников, песков и глин мелового возраста. Отложения нижнего мела характеризуются большой песчаностью и более крупнозернистыми фракциями. Вскрытая глубокими скважинами мощность пород мела в центральной части мульды (под Ташкентом) превышает 800 м.

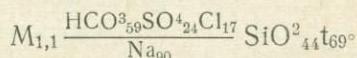
В пределах Приташкентского артезианского бассейна до глубины 2500 м выявлено не менее трех водоносных комплексов напорных, часто самоизливающихся вод: в древнечетвертичных аллювиальных отложениях Сырдарьи и ее притоков, в отложениях неогена и палеогена и в песчаниках и песках мелового возраста. Кроме того, установлено наличие трещинных напорных вод в известняках палеозойского фундамента.

Высокотермальные воды Приташкентского артезианского бассейна приурочены к водоносным горизонтам песков и песчаников чанакской свиты нижнего мела и к известнякам палеозойского фундамента. По химическому составу воды чанакской свиты слабominерализованные, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые или гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Химическая характеристика вод ряда скважин следующая (Бедер, 1963).

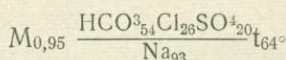
Бывший стадион «Пищевик» в Ташкенте, глубина 2088—2215 м



Сел. Луначарское, в 8—10 км от г. Ташкента, лечебный стационар



Сел. Кибрай



Ртуть отмечена лишь в единичных пробах в количестве 0,15 мкг/л и менее.

Вода слегка газифицирующая. Преобладающим как среди спонтанных, так и среди растворенных газов является азот — от 80 до 90%, на втором месте — кислород и углекислота. Вопреки широко распространенному мнению об отсутствии кислорода в подземных водах на больших глубинах (более 1000—1200 м), в наших пробах кислород в составе спонтанных и растворенных газов установлен в водах Приташкентского артезианского бассейна в отложениях нижнего мела на глубинах 1800—2000 м (Бедер, 1964). Позже эти данные были подтверждены анализами ВСЕГЕИ (табл. 41).

Таблица 41

Состав газов в водах из скважин Приташкентского района

Опробованный горизонт подземных вод	Характер газа	Дата отбора	Состав газа, объем. %		
			CO ₂	O ₂	N ₂ +редкие газы
Водоносный горизонт чанакской свиты (верхний мел)	Свободный Растворенный	1/X 1960 г.	1,6—5,2	0,6—10,1	87,3—93,9
		1/X 1960 г.	11,6—38,5	3,0—10,6	58,4—76,6

Анализы выполнены в лаборатории природных вод и газов ВСЕГЕИ Т. К. Божовской, 1960 г.; количественное определение растворенного в воде кислорода производилось по методу Винклера.

Свободно выделяющийся газ по преобладающим компонентам является азотно-кислородным. Состав растворенных газов определяется как азотно-углекисло-кислородный. В исследованных водах обнаружены нитраты и нитриты, которые, как отметил В. И. Вернадский, в земной коре всегда биогенны и генетически связаны со свободным кислородом (Гуревич, 1958).

Наличие кислорода в термальных артезианских водах нижнего мела Приташкентского артезианского бассейна объясняется относительной близостью областей питания, благоприятными условиями циркуляции вод в хорошо промытых водопроницаемых породах (крупно- и среднезернистые пески и слабо сцементированные песчаники), значительными уклонами водоносных пластов и наличием обширной и близко расположенной области разгрузки (Кызылкумы).

Нужно также отметить, что термальные воды чанакской свиты в геологическом аспекте времени являются современными инфильтрационными водами (по Б. Ахмедову 10,5—11 тыс. лет), поэтому кислород, поступающий вместе с ними из области питания, мог сохраниться в них.

Таким образом, из изложенного следует, что кислород в определенных гидрогеологических и гидродинамических условиях может проникать на значительную глубину — до 2000—2500 м и более. В связи с этим можно полагать, что зоны окисления рудных месторождений, находящихся в соответствующих гидрогеологических и гидродинамических условиях, могут достигать подобных глубин (2500 м). Циркуляция в последних подземных вод на этих глубинах может привести к образованию гидрогеохимических ореолов, имеющих поисковое значение.

К ГЕОХИМИИ ЛИТИЯ В СОЛЯНЫХ ОЗЕРАХ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Источником образования основной массы ископаемых солей является морская вода (Страхов, 1962; Валяшко, 1962). Вместе с тем, как справедливо подчеркивает М. П. Фивег (1961), в водном балансе морских солеродных водоемов часто существенную роль играют поверхностные и подземные воды континентального происхождения, особенно по периферии погружающихся впадин. Так, например, величина современного подземного стока в Каспийское море определяется в 24,7 км³ в год (Уланов, 1965). Для сопоставления напомним, что среднегодовой расход воды в бассейне крупнейшей реки Средней Азии Амударьи составляет 73 км³. Таким образом, совершенно очевидно, что для всестороннего понимания закономерностей формирования солевого состава морских солеродных водоемов, а также геохимии редких элементов в них необходимо знать геохимические особенности вод континентального стока, в том числе из аридных областей. Приведем некоторые сведения по геохимии лития, полученные при изучении соляных озер Каракульского района (Бухарская область УзССР) в 1959—1960 гг. Здесь в полосе солончаков и соляных озер на правобережье Амударьи, в низовьях р. Зеравшан по месту расположения и возрасту вмещающих пород можно выделить три группы озер. Большинство солончаков и соляных озер группы Заман-Бобо, занимающих северо-западную часть рассматриваемой площади, расположено среди неогеновых отложений или в аллювиальных отложениях вблизи выходов неогеновых пород. Солончаки и соляные озера группы Ходжам-Саят — Каранга-Куль центральной части полосы расположены среди современных четвертичных отложений аллювиального происхождения и эоловых песков. В геологическом строении окрестностей озер Денгиз-Куль и Кара-Булак, расположенных на юго-востоке полосы, принимают участие породы палеогена и неогена.

Грунтовые воды и рассолы соляных озер района относятся к сульфатному типу (Валяшко, 1962). Среди них наиболее широко распространены воды сульфатно-натриевого подтипа, тогда как сульфатно-магниевый подтип встречается значительно реже, главным образом в соляных озерах.

Определение лития в водах и рассолах проводилось в лаборатории САИГИМСа методом добавок на пламенном фотометре с универсальным монохроматором УМ-2. В солях, илах и других породах литий определялся главным образом уточненным полуколичественным спектральным анализом по методике ВИТРа (Степанов и др., 1958) на спектрографе ИСП-51 с камерой УФ-84 на фотопластинках Инфра-840.

Как видно из табл. 42, в соляных озерах группы Ходжам-Саят-Каранга-Куль по сравнению с соляными озерами группы Заман-Бобо и Денгиз-Куль наблюдается несколько пониженное содержание лития. Это обусловлено, по-видимому, многими факторами, но прежде всего составом вмещающих пород и менее длительным развитием в них процессов галогенеза. В настоящее время установлено, что литий при кристаллизации солей не переходит в твердую фазу. В солях этого района среднее содержание лития колеблется от 0,0003 до 0,001%, что согласуется с данными других исследователей (Холодов, 1959).

Таблица 42

Содержание лития в рассолах соляных озер Западного Узбекистана

Название соляного озера	Сумма солей, г/л	Cl, г/л	Li, мг/л	Li-10 ⁴		Название соляного озера	Сумма солей, г/л	Cl, г/л	Li, мг/л	Li-10 ⁴	
				Cl	Σ солей					Cl	Σ солей
Заман-Бобо	424,2	155,74	16,71	1,074	0,39	Сунгур	56,2	18,96	1,39	0,73	0,25
То же	400,6	162,82	11,13	0,69	0,27	Каранга-Куль	405,0	156,9	3,89	0,25	0,1
" "	421,2	186,16	22,27	1,25	0,53	То же	399,4	144,5	5,29	0,37	0,26
" "	428,6	166,46	14,85	0,89	0,34	" "	330,0	—	1,39	—	0,04
" "	388,2	158,68	19,49	1,22	0,50	Джида-куль	287,2	134,7	6,96	0,52	0,24
" "	384,0	—	6,49	—	0,17	Денгиз-Куль	408,0	—	10,85	—	0,27
Карикан	402,4	166,66	5,1	0,31	0,13	Куль	—	—	—	—	—
" "	272,0	92,2	10,85	1,17	0,39	То же	488,6	90,42	17,63	1,94	0,36
Ходжам-Саят	66,8	21,98	1,67	0,75	0,25	" "	429,6	162,67	12,99	0,79	0,30
То же	236,0	—	10,67	—	0,45	" "	431,8	97,52	9,28	0,95	0,21
Акчакан	387,2	157,8	1,67	0,11	0,04	" "	346,7	158,78	12,99	0,82	0,37
Узуншор	351,8	175,52	2,78	0,16	0,08	" "	429,6	174,64	18,56	1,06	0,43
Бешхода	171,0	—	0,84	—	0,05	Кара-булак	364,3	180,84	1,39	0,07	0,04
Кичик-сунгур	342,5	88,65	5,29	0,59	0,15						

Пробы отбирались в мае — июне 1959—1960 гг.

В воздушно-сухих илах, по данным фотометрических и спектрографических определений, литий присутствует в количестве от 0,001 до 0,002%, редко до 0,0046%. Содержание органики в них колеблется от 0,14 до 0,85%. Приведенные цифры указывают, что содержание лития в илах, как правило, ниже его среднего содержания в земной коре (0,0032%) (Виноградов, 1962) и выше среднего содержания в осадочных породах, в которых количество лития А. П. Виноградовым (1962) определяется в 0,006%, а Э. Л. Хорстманом (1959) 0,0053% и соответствует его содержанию в аналогичных породах других регионов (Бойко, 1964). Сравнивая содержание лития в речных водах ($11 \cdot 10^{-7}\%$) (Бойко, 1964) с содержанием в грунтовых водах и рассолах озер аридных областей, видим, что в последних происходит значительная его

концентрация. Во многих случаях она превышает его содержания в морской воде. Содержание лития в морской воде определяется от $1 \cdot 10^{-5}$ (Жеребцова и Волкова, 1966) до $2 \cdot 10^{-5}\%$ (Бойко, 1964), а при наиболее высоких степенях сгущения достигает $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ (Жеребцова и Волкова, 1966), тогда как в континентальных соляных озерах оно часто значительно выше — до $2 \cdot 10^{-3}\%$ в Западном Узбекистане (см. табл. 42) и Кулундинской степи (Мошкина и Гордеева, 1964), варьирует от $2 \cdot 10^{-4}$ до $2,3 \cdot 10^{-3}$ (Центральный Казахстан) (Мун и Тонконогая, 1962). Относительное содержание лития в морской воде по мере ее сгущения возрастает примерно в 8 раз. Для исходной морской воды отношения $\frac{\text{Li} \cdot 10^4}{\text{Cl}} = 0,1$ и $\frac{\text{Li} \cdot 10^4}{\Sigma \text{ солей}} = 0,053$ и соответственно для стадии садки калийных солей они равны 0,76 и 0,43 (Жеребцова и Волкова, 1966). Для соляных озер Западного Узбекистана отношение $\frac{\text{Li} \cdot 10^4}{\text{Cl}} = 0,11—1,074$, $\frac{\text{Li} \cdot 10^4}{\Sigma \text{ солей}} = 0,04—0,53$, для Центрального Казахстана соответственно 1,0—4,9 и 0,45—0,96. Для соляных озер Кулундинской степи значение $\frac{\text{Li} \cdot 10^4}{\Sigma \text{ солей}}$ в среднем для различных типов вод варьирует от 0,15 до 0,47.

Приведенный выше материал позволяет утверждать, что при значительном поступлении из аридных областей вод континентального стока относительные содержания лития в рассолах морских солеродных бассейнов могут значительно возрастать, особенно на начальных стадиях их развития.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СОСТАВА БОКСИТОВ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА (на примере Средней Азии)

Зона гипергенеза является непосредственным аккумулятором солнечной и космической энергии; в ней происходят интенсивные физико-химические и геохимические процессы. Изменение состава бокситов в зоне гипергенеза до последнего времени оставалось почти неизученным (Коннов, 1956). Для освещения этого вопроса были исследованы некоторые бокситовые месторождения Ферганского, Кызылкумского и Гиссарского районов Средней Азии. Используются также результаты лабораторных и химических исследований образцов и проб бокситовых пород, отобранных по разрезам в естественных и искусственных обнажениях. Ниже рассматриваются некоторые особенности миграции алюминия и изменения состава бокситов в зоне гипергенеза на примере трех месторождений: Ворухского, Актауского и Кайракского.

Месторождение Ворухское залегает в карбонатных породах среднекаменноугольного возраста и имеет пластообразную форму. Зона гипергенеза здесь развита на глубину более 50—100 м, что, вероятно, обусловлено крутым падением вмещающих пород и рудных тел. Выветрелые бокситовые породы сложены в основном каолинитом и галлуазитом (75—80%), гематитом (6—7%), хлоритом (7%), кварцем и халцедоном (6%); в небольшом количестве (4—5%) присутствует диаспор. К второстепенным и малораспространенным минералам относятся серицит, апатит, циркон. Первичные руды отличаются от выветрелых большим количеством диаспора и меньшим — кварца и халцедона; это подтверждается также данными химического анализа.

Изучение миграции алюминия и других химических элементов в бокситах зоны гипергенеза (табл. 43) показывает, что под влиянием гипергенных процессов в верхних частях бокситовых залежей происходит разубоживание первичных руд.

Сравнительный анализ вещественного состава руд (см. табл. 43 и 44) указывает на резкие различия в содержании глинозема (31%

Химический состав бокситовых пород в зоне гипергенеза¹

Компоненты	Номер пробы									
	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148
SiO ₂	39,04	35,48	35,28	37,60	38,0	38,44	38,68	37,36	37,76	38,80
Al ₂ O ₃	31,33	33,32	30,01	38,0	37,70	35,08	35,52	36,22	35,08	34,37
Fe ₂ O ₃	10,0	9,12	15,58	10,75	10,75	11,03	11,36	11,17	11,19	10,89
TiO ₂	1,42	1,23	1,24	1,30	1,90	1,42	1,38	1,39	1,35	1,38
CaO	1,73	5,21	2,31	0,57	0,57	0,28	0,15	0,15	0,30	0,30
П.п.п.	12,36	12,82	12,14	11,58	11,76	12,70	12,42	12,60	12,50	12,18
Сумма	95,88	97,18	96,56	99,80	100,68	98,95	99,51	98,89	98,18	97,92
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,8	0,93	0,86	1,01	0,99	0,91	0,91	0,96	0,92	0,88

¹ Анализы бокситовых пород в табл. 43 и 44 даны по В. Б. Карлову и В. Н. Нефелову (1961 г.).

вместо 40—47%) и кремнезема (39% вместо 27—32%) в бокситовых породах зоны гипергенеза. Отношение Al₂O₃:SiO₂ в них менее единицы, что обусловлено влиянием гипергенных физико-химических процессов.

Аналитические данные показывают, что отношение Al₂O₃:SiO₂ сравнительно устойчиво в пределах определенного горизонта и превышает единицу (исключением является проба 389). На основании этого можно сделать вывод, что выявленные месторождения бокситов не могут быть обоснованно оценены при изучении их только с поверхности.

Характерно, что мощность рудного тела № 2 на глубине 125 м от поверхности (скв. 2) увеличивается более чем в 2 раза по сравнению с выходом его на дневной поверхности. Это свидетельствует о выжимании бокситовых пород по направлению к поверхности.

Месторождение Актауское (Тамдытауское) изучалось в 1964—1967 гг. Е. Т. Кононыхиным, В. П. Сtryгиным и др. Оно приурочено к тому же горизонту, что и ранее известные в этом районе наждаки, и залегает в основании темно-серых слоистых известняков, подстилаемых светло-серыми массивными известняками визе. Бокситы и вмещающие их карбонатные отложения падают на юг под углом 20—30°.

Известняки карбона, подстилающие бокситы, закарстованы, причем в западной и северо-восточной частях Тамдытауских гор подбокситовый карст выполнен наждаками буро-красного цвета с железистой корочкой в основании, а в центральной — бокситами. Таким образом, наждаки и бокситы можно рассматривать как разобщенные в пространстве выходы одного бокситоносного горизонта, занимающего определенное стратиграфическое положение в нижней части разреза среднекаменноугольных карбонатных отложений.

По вещественному составу бокситы моногидратные. К основным минералам относятся диаспор, реже бемит, каолинит, гематит, гетит, сфен, ильменит, к второстепенным — корунд, магнетит, шпинель, маргарит, кальцит, доломит, сидерит, гипс и др. Судя по данным химических анализов, зона гипергенеза здесь развита на глубину около 50 м. Данные о поведении бокситов в этой зоне сведены в табл. 45. Как видно из табл. 45, значения алюмо-кремневого модуля высоки и растут с глубиной, указывая тем самым, что распределение SiO₂ и Al₂O₃ связано с процессами выветривания, протекающими на суше.

Месторождение Кайракское залегает в глинистых (алюмосиликатных) осадках поздне триасового возраста. Рудные тела имеют линзообразную форму и пологое падение (10—15°). Мощность зоны вывет-

Химический состав первичных бокситовых руд Ворухского месторождения
(рудное тело № 2, скв. 2, глубина отбора проб 125 м), вес. %

Компоненты	Номера проб																	
	390	391	392	393	394	395	396	397	398	399	400	401	402	403	404	405	406	407
SiO ₂	27,16	34,44	36,80	37,04	35,15	32,24	34,42	27,58	29,22	32,12	32,08	32,20	30,24	33,16	32,20	33,10	32,08	30,12
TiO ₂	1,35	1,10	1,26	1,15	1,25	1,30	1,15	1,20	1,35	1,30	1,35	1,20	1,40	1,15	1,30	1,20	1,55	1,50
Al ₂ O ₃	47,60	39,90	39,19	39,05	40,20	41,30	40,39	44,45	45,80	35,70	40,85	42,70	42,20	42,10	40,53	40,85	41,38	42,65
Fe ₂ O ₃	8,50	9,00	9,00	8,75	8,25	10,15	9,50	10,50	10,00	11,10	9,55	9,50	11,50	10,25	11,25	11,00	11,12	12,00
CaO	2,24	1,23	0,98	0,53	1,14	1,15	0,29	0,57	1,13	2,98	1,12	1,13	1,13	1,05	0,30	0,23	0,21	0,56
П.п.п.	11,98	13,76	12,83	13,05	12,68	13,62	13,48	14,08	12,10	14,16	13,50	13,48	13,10	12,00	14,08	13,12	13,00	13,04
Сумма	98,83	99,43	100,06	99,57	98,67	99,76	99,23	98,38	99,60	97,36	98,45	100,21	99,57	99,71	99,66	99,50	99,34	99,87
Al ₂ O ₃ SiO ₂	1,75	1,15	1,06	1,02	1,14	1,28	1,17	1,61	1,56	1,09	1,27	1,32	1,39	1,26	1,25	1,23	1,29	1,41

ривания примерно 20 м. Зона сложена преимущественно бокситовыми породами, в состав которых входят каолинит, диаспор, бемит, хлорит, гематит и др.; широко развиты карбонаты железа. Кроме того, в породах содержатся в небольших количествах анатаз, рутил, лейкоксен, циркон, а также сульфиды железа и меди.

Характер изменения пород в зоне гипергенеза зависит от минералогического типа бокситов и их текстурно-структурных особенностей. Выходы их на поверхность подвергаются современному выветриванию. Куски породы в свежем состоянии имеют темно-серую, темно-зеленую, буро-красную окраску, а при выветривании покрываются светлыми корочками. Качество бокситов при этом ухудшается.

При выветривании глинозем выщелачивается и мигрирует на глубину, обуславливая обогащение бокситов ниже зоны поверхностных изменений. В то же время Fe₂O₃ и SiO₂ менее подвижны, хотя и они подвергаются выщелачиванию. Поверхностные изменения обусловлены воздействием серной кислоты, которая образовывалась при окислении пирита, рассеянного в бокситах.

Из табл. 46 видно, что химический состав бокситовых пород с глубиной заметно меняется. В интервале 2,1—10 м, считая от поверхности вниз по падению залежи, содержание глинозема повышается на 12,77% (с 34,72 до 47,96%); в то же время уменьшается содержание окислов железа на 7,07% (с 15,97 до 8,90%) и кремнезема на 6,46% (с 34,24 до 27,78%). При этом алюмо-кремневый модуль изменяется с 1 до 1,75. Содержание закиси железа вблизи поверхности увеличивается вследствие интенсивной хлоритизации породы.

Приведенные данные говорят о том, что в современной пустынной коре выветривания бокситовых пород происходит миграция полуторных окислов и крем-

Химический состав бокситов Актауского месторождения¹
Анализы Е. Т. Кононыхина (1965 г.)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	23,59	20,53	31,90	17,00	21,2	18,00	16,70	13,92
Al ₂ O ₃	49,63	46,22	36,23	55,04	52,99	53,68	53,65	58,56
Fe ₂ O ₃ +FeO	7,86	10,47	9,52	10,47	11,89	11,22	12,13	17,19
TiO ₂	2,25	1,92	1,50	2,15	1,87	2,87	2,50	2,50
П.п.п.	8,26	7,40	8,82	11,00	9,00	9,38	11,53	9,82
С у м м а	91,59	86,54	87,96	95,66	96,95	95,15	96,51	101,99
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	2,10	2,25	1,10	3,23	2,50	2,98	3,31	4,20

¹ Пробы 1—4 отобраны по канавам, 5—8—по скважинам.

Таблица 46

Средний химический состав бокситовых пород Кайракского месторождения
вес. %

Компоненты	Номера проб (глубина отбора проб, м)									
	1 (2,1)	2 (3,2)	3 (4,0)	4 (5,0)	5 (5,0)	6 (7,0)	7 (8,0)	8 (8,5)	9 (9,0)	10 (10,0)
SiO ₂	34,24	33,52	36,56	31,40	31,20	35,84	33,96	25,82	26,82	27,78
TiO ₂	He	He	He	2,57	He	He	He	2,14	He	2,15
	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.	опр.		опр.	
Al ₂ O ₃	34,72	34,48	36,96	32,02	35,58	36,66	33,52	45,35	47,06	47,96
Fe ₂ O ₃	6,02	5,24	4,43	4,90	5,32	3,57	7,75	1,90	4,40	2,11
FeO	11,18	14,20	8,62	16,85	15,30	10,75	10,05	12,42	8,65	6,79
CaO	—	—	—	0,35	—	—	—	0,73	—	0,72
MgO	—	—	—	0,90	—	—	—	0,40	—	0,30
П.п.п.	12,63	11,91	12,78	11,02	11,13	12,52	13,76	11,81	12,34	12,75
С у м м а	98,79	99,35	99,35	100,01	98,53	99,34	99,04	100,57	99,27	100,56
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	1,0	1,02	1,01	1,03	1,14	1,02	1,0	1,75	1,75	1,73

незема. При этом выявляется различная миграционная способность отдельных элементов. Глинозем наиболее подвижен. Он выщелачивается с поверхности и перемещается на глубину. Напротив, гидроокислы железа и кремнезем оказываются в этих условиях малоподвижными и, накапливаясь, создают вторичное обогащение на выходах.

Такое выветривание наблюдалось и на других выходах бокситовых пород Средней Азии. Исключением является пока один Санджарский выход, расположенный вблизи регионального тектонического нарушения в контакте с эффузивами палеозоя, где в узкой зоне поверхностного выветривания были обнаружены породы с повышенным содержанием глинозема (до 58,6%).

Гипергенный процесс вызывает также осветление основной массы породы и отдельных оолитов, что связано с действием серной кислоты, образующейся при окислении рассеянного пирита.

Процессы химической дифференциации и выветривания, происходящие в бокситовых породах, пока еще детально не изучены. Но, как видно из изложенного, изучение поведения бокситов в зоне гипергенеза имеет большое практическое значение. Оно позволяет ставить вопрос о необходимости обязательного применения более глубоких горных выработок при оценке выходов бокситовых пород.

ПОВЕДЕНИЕ ФОСФОРНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА В УСЛОВИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Факторы физического, химического и биологического выветривания действуют в природе постоянно и совместно. Вследствие этого по результатам выветривания обычно трудно судить о преобладающей роли того или иного из них.

Фосфориты и фосфорсодержащие породы в поверхностных условиях ведут себя различно в зависимости от климатических условий, литологического состава вмещающих пород и геоморфологических особенностей местности. Они, так же как и другие породы, подвергаются интенсивному воздействию атмосферных агентов: воды, кислорода, углекислого газа и др. Фосфор и его соли, растворяясь в воде, мигрируют совместно с другими минеральными компонентами и выносятся из коры выветривания. В миграционных рядах элементов фосфор является подвижным в зоне окисления наряду с такими элементами, как Mn, Co, Ni, Cu, Fe, Al, Ti (Перельман, 1955).

В умеренной полосе (климат гумидный), где относительно холодные воды в большом количестве содержат растворенный углекислый газ, хорошо растворяется известняк, почти не растворяются фосфорнокислые соли. В результате выветривания известняков, содержащих в небольшом количестве фосфор, возникают остаточные месторождения фосфоритов, образуя в коре выветривания так называемые фосфоритные шляпы, например, Ашинское, Белкинское, Сейбинское и др. вторичные месторождения СССР (Баланс запасов полезных ископаемых СССР, 1964).

В тропическом аридном климате из тех же известняков, содержащих P_2O_5 в малом количестве, могут образоваться инфильтрационные месторождения фосфоритов. Поверхностные растворы или инфильтрационные воды в этих условиях обогащены гумусовыми кислотами; такие воды растворяют исключительно фосфорные соли и не растворяют известняки. В результате фосфат будет выщелачиваться из известняков и мигрировать вместе с инфильтрационными водами, отлагаясь гипсометрически ниже зоны выветривания в этих же известняках по трещинам и в карстовых пустотах; образуются иногда крупные вторичные скопления.

В условиях Средней Азии, где господствует жаркий климат, преобладает аридный седиментогенез. Здесь происходит растворение фосфатного вещества и вынос его из зоны окисления вследствие относительно высокой подвижности фосфора: он может мигрировать и переноситься на далекие расстояния. В породах карбонатного состава, в карстовых пещерах и по трещинам фосфор выпадает из растворов в виде аморфного фосфата коллофанитового типа, причем высокого качества. Такие фосфаты нами встречены на месторождении Аксай (Каратау). В терригенно-сланцевых толщах фосфат в основном переносится в поверхностных условиях и может оседать из растворов во впадинах и накапливаться в основном в россыпях. Отмечаются значительные содержания фосфата (до 90% тяжелой фракции) в шлихах в виде зерен и окатанных желваков, образующих ореолы и указывающих на наличие фосфоритов и фосфорсодержащих пород в районе. Таковыми являются, например, площади четвертичных отложений,

опоясывающие силурийские выходы Южной Ферганы и районы западного окончания Туркестанского и Зеравшанского хребтов. Несколько шлиховых ореолов фосфата установлено в Чаткальских горах.

Геологами Киргизского геологического управления (Н. А. Кашин и др.) установлено, что фосфат содержится в кембрийских отложениях. Аналогичные ореолы фосфатной минерализации известны в хр. Сарыджаз. Фосфат отлагается ниже фосфатоносного горизонта в виде белых, бледно-желтых корочек вторичного фосфата в обломках кремнистых сланцев. Коренными фосфатоносными породами являются кремни и углисто-кремнистые сланцы беркутской свиты нижнего кембрия. Фосфат в виде фосфатно-карбонатных конкреций размером от 0,7 до 6,0 см встречается совместно с пиритом. Конкреции располагаются неравномерно, мощность слоя достигает 18 м (по К. Е. Калмурзаеву). Аналогичную картину можно наблюдать в урочище Ширдаг (бассейн Кашкадарьи). Фосфат содержался в кремнистых включениях карбонатной формации девона и, размываясь, переотлагался, в результате чего образовался ореол с повышенным содержанием его в шлихах. Это указывает, с одной стороны, на наличие фосфорсодержащих пород в районе, с другой — на то, что эти породы могут на глубине стать фосфоритами промышленного значения.

Выходы современных фосфоритов и фосфорсодержащих пород являются убогими рудами; фосфор в них частью выщелочен, что убедительно видно на примере фосфороносных пород горы Караджангал в бассейне Кашкадарьи. Под микроскопом в этих породах обнаружено множество пустот округлой формы размером 0,1—0,3 мм. Предполагается, что эти пустоты явились результатом выщелачивания бывших фосфатных зерен. Это подтверждается наличием в породе фосфатных включений таких же форм и размеров, а также присутствием в пустотах редких остатков выщелоченного, едва заметного фосфата.

Такую же картину можно наблюдать на многих месторождениях фосфоритов Средней Азии мел-палеогенового возраста. Например, в зернистых фосфоритах Риватского месторождения (Pg), по устному сообщению Р. С. Фахрутдинова, содержания P_2O_5 на глубине больше, чем на поверхности (но не по всей площади). Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. В условиях Средней Азии фосфатные соединения в зоне выветривания выщелачиваются из фосфороносных пород. По пути миграции они при благоприятных условиях могут накапливаться в карстовых пещерах и по трещинам в случае карбонатного состава вмещающих пород. Некоторые скопления этого типа представляют промышленный интерес.

2. Шлиховые ореолы могут служить поисковым признаком на фосфоритсодержащие коренные породы. Пробы на фосфор, взятые с поверхности, часто не отражают его настоящего содержания, так как фосфоритные руды на поверхности обедняются.

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КАДАМДЖАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многочисленные сведения по рудоносности Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса (Федорчук, 1964; Никифоров, 1970 и др.) свидетельствуют, что минеральный состав руд телетермальных ртутно-сурьмяных месторождений не меняется с глубиной, несмотря на большой вертикальный размах рудоотложения. Так, на монометальных ртутных месторождениях карбонатного типа в пределах Сымап-Адыракоуской кулисы при установленной (Федорчук, 1968) протяженности оруденения по вертикали не менее чем 3500 м существенных изме-

нений в характере рудных и жильных минералов не наблюдалось. Также постоянны минеральные комплексы на месторождениях листовитового, кварц-диккитового и джаспероидного типов.

С целью выявления зональности нами изучалось распределение элементов-примесей в рудных и нерудных минералах Кадамджайского сурьмяного месторождения, рудные тела которого локализованы в пределах залежей джаспероидно-роговиковых брекчий, сформировавшихся на контакте известняков, перекрытых сланцевыми толщами. Ввиду стабильности минерального состава рудных тел на всем протяжении по вертикали около 1600 м (только на верхних горизонтах отмечается незначительное развитие барита) автором рассмотрено поведение элементов-примесей (ртути, мышьяка и др.) в 60 монометалльных антимонитовых пробах и в таком же количестве кварцевых проб с разных горизонтов.

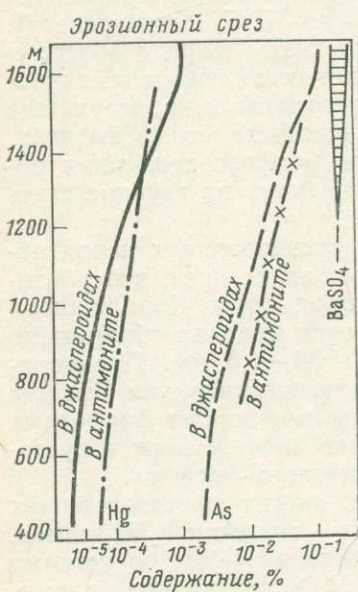


Рис. 37. Изменение содержаний элементов-примесей с глубиной

Отчетливо устанавливается, что по мере приближения к поверхности эрозионного среза (рис. 37) происходит увеличение содержаний ртути в кварце: на горизонте 400 м — $1-2 \cdot 10^{-5}$ %; на горизонте 960 м — $6-7 \cdot 10^{-5}$ %, на горизонтах 1600—1650 м — до $2-3 \cdot 10^{-3}$ %. В антимоните ртуть ведет себя идентично, но ее концентрация, как правило, на порядок выше, чем в кварце.

Только у поверхности (горизонты 1600—1650 м) содержания в обоих рядах проб сближаются. Последнее, по-видимому, обусловлено частично процессом перераспределения элементов-примесей в зоне гипергенеза (Терехова, 1966).

Аналогично ведет себя и мышьяк, содержание которого с глубиной в антимонитах и кварце падает на порядок — от $1-n \cdot 10^{-2}$ до $1-n \cdot 10^{-3}$ %.

Для других элементов-примесей (свинец, цинк, серебро, золото) определенной тенденции в изменении концентраций с глубиной не установлено. Отсутствие четкой вертикальной зональности, незначительное количество элементов-примесей и низкие содержания последних в рудах телетермальных месторождений подобного типа (Федорчук, 1964) свидетельствуют не только о сепарации гидротермальных растворов, но и о стабильности физико-химических условий их формирования. Термометрические исследования рудных и жильных минералов методами гомогенизации и декрепитации газожидких включений подтверждают это положение. Отсутствие различий в температурах гомогенизации газожидких включений во флюорите ($168-140^\circ\text{C}$), началах массовой декрепитации кварца (140°C) и антимонита (80°C)¹ с разных горизонтов показывает, что формирование месторождения происходило в изотермических условиях.

Таким образом, данные о поведении элементов-примесей и термометрические исследования минералов позволяют считать, что ведущим фактором, обусловившим слабую вертикальную зональность отложения, является изменение концентрации элементов в гидротермальных растворах.

¹ Температура начала массовой декрепитации не соответствует истинной температуре кристаллизации антимонита ввиду присутствия во включениях углекислоты.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ РУДОНОСНОСТИ

К ВОПРОСУ О МИНИМАЛЬНОМ ПРОМЫШЛЕННОМ СОДЕРЖАНИИ МЕТАЛЛА В РУДНОМ ТЕЛЕ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЕГО ОБЪЕМА И ПОЛОЖЕНИЯ В РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩЕ

На месторождениях цветных и редких металлов Средней Азии оруденение часто бывает представлено множеством обособленных рудных тел самых различных размеров и форм, размещающихся в пределах единой рудоносной зоны. Объемы рудных тел на одном месторождении могут колебаться от десятков единиц до десятков тысяч кубометров. Среднее содержание металла в них также варьирует в широких пределах.

Как показали исследования, проведенные на одном из месторождений Средней Азии, минимальное промышленное содержание металла, установленное для месторождения в целом, нередко оказывается неоправданно заниженным для сравнительно малых рудных тел и завышенным для крупных и очень крупных. На основании этого был сделан вывод о необходимости применения для месторождений с неравномерным распределением оруденения дифференцированных «скользящих» кондиций, параметры которых, в частности минимальное промышленное содержание в руде, должны определяться для каждого конкретного рудного тела или целого класса крупности рудных тел с учетом их позиций в рудовмещающей толще. Для подтверждения этого вывода обратимся к примеру, взятому из практики эксплуатации одного из месторождений Средней Азии. Оруденение на месторождении отличается крайней неравномерностью и локализуется в виде отдельных рудных тел, чаще всего неправильной формы, удаленных друг от друга на значительные расстояния. Большая часть запасов месторождения (около 65%) содержится в сравнительно крупных рудных телах; объемом более 3000 м³. Остальные запасы заключены в мелких рудных телах, объемы которых колеблются от 40 до 3000 м³. Среднее содержание металла в рудах месторождения составляет 3,1%*, но в отдельных рудных телах оно достигает 8—10%. Встречаются также тела с содержаниями металла в них 1,2—1,8—2,0%. Величина содержания не связана с объемом рудного тела какой-либо закономерностью. Минимальное промышленное содержание металла в рудном теле по действующим на месторождении кондициям равно 2,2%.

В общем случае минимальное промышленное содержание определяется по формуле

$$\alpha_{\min} = \frac{100 \cdot C_p}{C \cdot \varepsilon (1 - r)} \%, \quad (1)$$

где C — оптовая цена на металл в конечной продукции горнообогатительного или горнометаллургического производства, руб/т;
 r — разубоживание руды при добыче, доли единицы;

* Содержание металла и стоимостные величины, приводимые в работе, даются в условных цифрах.

C_p — полные затраты на 1 т добываемой руды по всему процессу получения из нее конечной продукции предприятия (металла, концентрата), руб/т;

ϵ — коэффициент извлечения при переработке, доли единицы.

Величина C_p неодинакова для различных рудных тел. Она зависит от многих факторов, главнейшими из которых являются система разработки, принятая для данного рудного тела, объем рудного тела и положение его во вмещающей толще пород. Эта зависимость может быть выражена формулой, предложенной В. М. Гурецким,

$$C_p = C_1(1 - \gamma\delta_p) + C_2(\delta_p + \delta_n) + C_3 \text{ руб/т}, \quad (2)$$

где C_1 — прямые затраты на очистные работы при разработке данного рудного тела, руб/т;

C_2 — прямые затраты на проходку нарезных и подготовительных выработок, руб/м³;

C_3 — прочие затраты, практически не зависящие от изменения горно-геологических условий разработки отдельных рудных тел месторождения (цеховые, затраты на переработку руды, на внешний транспорт, общезаводские, внепроизводственные и др.), руб/т;

δ_p — удельный объем рудной подготовки и нарезки на 1 т добытой из данного рудного тела руды, м³/т;

δ_n — удельный объем полевой подготовки на 1 т добытой из данного рудного тела руды, м³/т;

γ — объемный вес руды, т/м³.

На рассматриваемом месторождении все рудные тела отрабатываются сплошной системой разработки с нерегулярным оставлением целиков и потому величина C_1 постоянная для всех рудных тел и равна 4,5 руб/т. Значения C_2 и C_3 также постоянны и составляют соответственно 30,0 и 7,2 руб/т; $\gamma = 2,6$ т/м³. Величины δ_p , зависящая от объема рудного тела, и δ_n , зависящая от объема подготовки, необходимой для разработки данного рудного тела, рассчитаны с учетом фактических данных для тел, объемы которых изменяются в пределах от 50 до 5000 м³ при изменении объемов горноподготовительных работ от 100 до 2000 м³ на отрабатываемое рудное тело.

По результатам расчета по формуле (2) построен график (рис. 38). Семейство кривых наглядно иллюстрирует зависимость полных затрат на 1 т добытой руды C_p от объема рудного тела и объема горноподготовительных работ. Видно, что с уменьшением объема рудного тела величина C_p возрастает, причем особенно резко для мелких рудных тел. Увеличение объема подготовки также вызывает настолько значительный рост C_p , что, видимо, себестоимость добычи руды из мелких рудных тел зависит прежде всего от объема подготовки их и от стоимости подготовительных работ. В нашем примере C_p изменяется от 16 до 360 руб/т при уменьшении объема рудных тел от 5000 до 50 м³ и изменении объема подготовки со 100 до 2000 м³.

Для определения значений минимального промышленного содержания, соответствующих различным объемам рудных тел (пределы изменения их объемов и объемов подготовки принимаем прежними), найденные значения полных затрат на 1 т руды подставляем в формулу (1). Результаты расчета удобно изобразить графически (рис. 39). Графики показывают, что с уменьшением объема рудного тела все большее влияние на величину минимального промышленного содержания оказывает объем подготовки.

Для мелких рудных тел (до 300 м³) предельно приемный объем подготовки не должен превышать 1500 м³, но в этом случае среднее содержание металла в них не должно быть ниже 9,5—10,0%, т. е.

должно находиться на уровне верхнего предела содержаний, встречаемых на месторождении. Влияние подготовки на величину минимального промышленного содержания металла в более крупных рудных

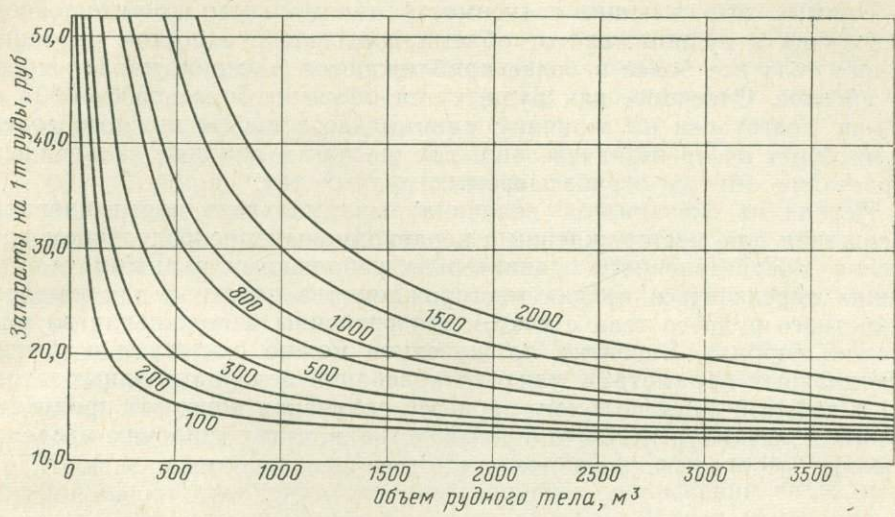


Рис. 38. Зависимость величины полных затрат на 1 т руды по всему процессу горнометаллургического производства от величины рудного тела и положения его в рудовмещающей толще
 Цифры над кривыми — объемы горноподготовительных работ, м³

телах не так велико, но все же существенно. Так, при увеличении объема подготовительных работ с 200 до 2000 м³ минимальное промышленное содержание для рудных тел с объемом 600 м³ изменится

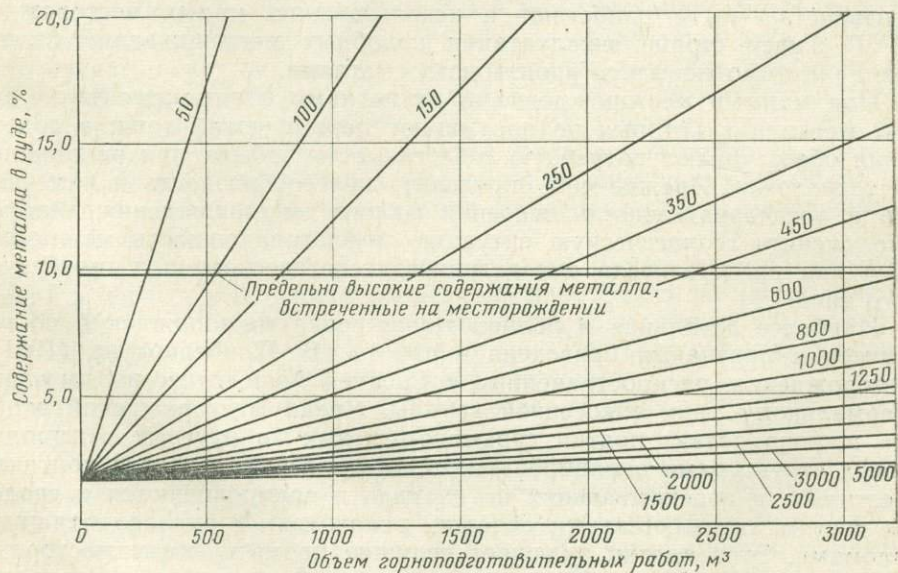


Рис. 39. Зависимость минимального промышленного содержания металла в рудном теле от объема и от положения его в рудовмещающей толще
 Цифры над линиями графика — объем рудного тела, м³

с 2,2 до 6,72%, а для рудных тел с объемом 1000 м³ — с 1,95 до 4,65%. Дальнейшее увеличение объема обрабатываемых рудных тел уменьшает влияние подготовки. При изменении объема подготовки

в тех же пределах для рудных тел с объемом 2000 м³ величина минимального промышленного содержания варьирует от 1,75% до 3,11%, для объема 3000 м³ — от 1,65 до 2,60%, для объема 5000 м³ — от 1,63 до 2,18%.

Прямые, выражающие зависимость минимального промышленного содержания в рудном теле от объема подготовки, с ростом величины рудного тела все более и более приближаются к линии, параллельной оси абсцисс. Очевидно, для рудных тел объемом более 5500—6500 м³ влияние подготовки на величину минимального промышленного содержания будет очень незначительно, так же как и влияние дальнейшего возрастания объема обрабатываемых рудных тел.

Исходя из сказанного, величина минимального промышленного содержания для месторождений с неравномерным распределением оруденения, представленного сравнительно небольшими рудными телами, должна определяться не для месторождения в целом, а для каждого конкретного рудного тела с учетом его величины и положения во вмещающих породах. Вероятно, то же самое можно сказать и о других кондиционных параметрах, так как колебание величины полных затрат на 1 т добытой руды по всему процессу получения конечной продукции горного и металлургического производства в таких широких пределах не может не оказывать на них существенного влияния.

О НЕКОТОРЫХ ПРИНЦИПАХ ОЦЕНКИ МАЛЫХ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На протяжении последних десятилетий на мировом рынке наблюдается острый дефицит ртути. Известные крупные разрабатываемые месторождения не обеспечивают в полной мере потребность в этом сырье. В связи с этим в некоторых странах с целью дополнительного производства ртути прибегают к использованию малых месторождений. В нашей стране эксплуатация подобных месторождений также может ощутимо повысить производство металла.

Под малыми месторождениями ртути нами понимаются такие запасы металла в которых не превышают первые сотни тонн, а содержания обеспечивают потребную себестоимость добычи при рациональной технологии. Прежде чем определить целесообразность и наметить пути и последовательность освоения малого месторождения, необходимо оценить геологическую ситуацию и благонадежность месторождения как представителя определенного генетического или геологического типа.

Наиболее детальная и полная группировка месторождений по генетическим признакам приведена в работе В. П. Федорчука (1961). Месторождения, распространенные в Средней Азии, отнесены им к гидротермальному типу эндогенной группы. Среди месторождений этого типа широко развит подтип сурьмяно-ртутных и ртутных, контролируемых структурами экранирования. Они образуются в зоне контакта известняков и перекрывающих их сланцев и приурочиваются к сводовым частям антиклинальных складок, осложненных рудоподводящими разломами. Этот подтип включает ведущие промышленные месторождения в пределах Южно-Ферганского, Северо-Ферганского и Зеравшано-Гиссарского рудных поясов. К нему относятся наиболее крупные эксплуатируемые месторождения Южной Ферганы и большое количество малых. Наличие в большинстве случаев сравнительно выдержанного горизонта рудовмещающих джаспероидов и четкого структурного контроля позволяет при геологической оценке этих месторождений довольно уверенно пользоваться методом аналогии.

Большое распространение имеют также малые месторождения кварц-диксит-киноварной формации, размещающиеся в литологически благоприятных горизонтах хрупких высокопористых пород (песчаники среди сланцев).

Основную массу собственно ртутных малых месторождений представляют объекты, располагающиеся в пределах мощных толщ литологически однородных пород и характеризующиеся преобладающим развитием рудных тел секущего типа. Их формирование происходило при решающем влиянии разрывной тектоники, что обусловило возникновение высоких концентраций металла при небольших размерах самих тел. Основная масса оруденения в среднеазиатских малых ртутных месторождениях размещается среди наиболее благоприятных, литологически обособленных пачек и горизонтов по зальбандовым частям кальцит-анкеритовых жил, в измененных диабазовых и порфиритах в приконтактных участках основных и ультраосновных пород, сопровождающихся процессами лиственнитизации.

Существующие способы экономической оценки малых ртутных месторождений ввиду их незначительного масштаба неприемлемы, а специальная методика не разработана. Каким же образом масштаб месторождения может влиять на методику оценки?

Прежде всего следует отметить, что небольшие запасы металла обуславливают необходимость вынужденного уменьшения капитальных вложений на промышленное освоение объекта. Малое месторождение «не вынесет» оптимального объема капитальных затрат, так как из-за сокращенного срока существования предприятия и низкой производительности последние просто не успеют амортизироваться. Поэтому такие важнейшие при оценке показатели, как общий объем и эффективность капиталовложений, утрачивают решающее значение. При выборе подходящего варианта разработки придется ориентироваться на другие показатели, например на себестоимость добычи или на соотношение между оптовой ценой и себестоимостью получения 1 т металла и т. д. Кроме того, незначительные промышленные перспективы малого объекта определяют ограничение объема разведки, в противном случае может оказаться, что затраты на разведку превысят прибыль, полученную от реализации металла. Это обстоятельство требует при оценке изыскивать какие-то пути, позволяющие удешевить стоимость изучения количества и качества извлекаемой ценности, и ставить вопрос о совмещении процесса разведки и эксплуатации. Таким образом, небольшой масштаб месторождения предопределяет совершенно необычный подход к его оценке.

Вопросы рациональной схемы разведки малых ртутных месторождений и последовательности проведения работ здесь не рассматриваются. Следует лишь отметить, что большинство из известных нам малых месторождений недоразведаны в связи с тем, что такие объекты оценены в промышленном отношении как бесперспективные.

По степени изученности малые месторождения могут быть подразделены на три группы:

1) месторождения разведанные, в которых запасы подсчитаны и утверждены. Информация об этих месторождениях позволяет проводить достоверные определения промышленной ценности объекта;

2) месторождения недоразведанные. На них выполнен определенный объем разведочных работ, выявлены общие перспективы прироста запасов; сами запасы, как правило, не подсчитаны, имеются лишь авторские прикидки;

3) месторождения неизученные, на площади которых проводились лишь самые предварительные исследования. Информация о таких объектах сводится к описанию благоприятных для оруденения пород. Данные о количестве и качестве запасов отсутствуют.

Для второй и особенно третьей группы месторождений оценка приобретает весьма относительное понятие и призвана ответить на вопрос, какое количество извлекаемой ценности должно содержаться в данном объеме, чтобы последующая эксплуатация была оправданной. Отсюда особенность подхода к оценке малоизученных месторождений. Оценка таких месторождений в отличие от общепринятых приемов¹ должна производиться в обратном порядке. Условно предполагая, что вся рудная структура равномерно заражена ртутью, проектируется ее разработка, т. е. определяется, например, предельный коэффициент вскрыши, оптимальная глубина разработки, последовательность технологических операций и т. д. По этим данным рассчитываются потребные капитальные и эксплуатационные затраты для извлечения всего объема горной массы. Затем определяется, сколько в этом объеме должно быть металлической ртути, чтобы стоимость извлекаемой ценности перекрыла предполагаемые затраты. После этого ориентировочно прикидываются возможные затраты на разведку извлекаемой ценности. И, наконец, определяется дополнительное количество металла, необходимого для погашения затрат на разведку и обеспечения нормативной прибыли от эксплуатации рассматриваемого малого месторождения или их группы.

Естественно, что для упомянутых приближенных расчетов наиболее применим метод аналогии. Приведенные сведения о распространении и изученности важнейших типов промышленных месторождений представляет широкие возможности для использования этого метода при оценке малоизученных небольших месторождений. Результаты такой оценки нельзя считать достаточными. Только после сопоставления с перспективами прироста запасов по различным геологическим критериям эти результаты могут быть использованы для обоснования некоторого объема дополнительных разведочных работ, которые позволят в конечном итоге выполнить оценку прямым методом и получить надежные результаты.

Для малых месторождений, отнесенных нами по степени изученности к первой и частично ко второй группам, в ряде случаев окажется оправданным применение прямых расчетов, поскольку степень риска вложений в эти месторождения значительно меньше, чем для месторождений третьей группы.

Масштаб малого месторождения и ограниченные капиталовложения окажут свое влияние непосредственно на методику промышленного освоения. Как явствует из самого определения понятия «малое месторождение», его размеры не позволяют предполагать организацию индивидуального освоения.

Возможные варианты освоения могут быть следующими. Эксплуатируется группа рядом расположенных малых месторождений. Организуется так называемое кустовое предприятие, действующее по принципу разведочно-эксплуатационного предприятия (РЭП). РЭП самостоятельно организует доразведку с одновременной разработкой месторождений. Реализации подлежит либо металлическая ртуть, если физико-географические и экономические условия позволяют установить на месте плавильную печь, либо руда. При этом в расчетах следует учитывать, что разница между себестоимостью реализуемой продукции и ее оптовой ценой должна быть такой, чтобы при взаиморасчетах с действующим предприятием — «клиентом» не ухудшались основные экономические показатели работы последнего.

¹ Общепринятые приемы предполагают по известным запасам руды, содержанию металла в недрах и другим характеристикам месторождения определить оптимальные условия разработки.

На базе одного или нескольких малых месторождений, расположенных в пределах допустимых расстояний¹ от действующего ртутного рудника, организуется экономически и административно зависимый эксплуатационный участок типа «дочернего предприятия». Специфичность этого способа освоения заключается в том, что действующее предприятие в этом случае оптимальным перераспределением капиталовложений и эксплуатационных расходов может создать наиболее приемлемые условия разработки.

Затронутые в настоящей работе вопросы неизбежно возникают при проектировании горнодобывающих предприятий на базе малоизученных месторождений. Степень риска вложений, естественно, может достигать значительной величины. Однако потребность народного хозяйства в ртути, являющейся дефицитнейшим сырьем, требует вовлечения в промышленность малых месторождений.

О ВЫРАЖЕНИИ КОЭФФИЦИЕНТА РУДОНОСНОСТИ ЧЕРЕЗ СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ МЕТАЛЛА В РУДНОМ КОНТУРЕ

На месторождениях с неравномерным распределением оруденения подсчет запасов чаще всего производится с помощью коэффициента рудоносности. Одна из формул для его определения имеет следующий вид:

$$K_p = \frac{V_p}{V_{pm}},$$

где V_p — объем промышленных рудных тел в исследуемой рудоносной зоне, м³;

V_{pm} — объем рудоносной зоны, м³.

Как известно, объем рудных тел и среднее содержание металла в них в значительной степени зависят от принятого бортового содержания. Это заставляет искать аналитическую связь между бортовым содержанием, средним содержанием металла в рудах и коэффициентом рудоносности. В зависимости от характера рудоносной зоны, от распределения оруденения в ней могут быть рассмотрены три случая: 1) собственно промышленные руды разделены в пределах рудоносной зоны безрудными участками; 2) промышленные руды перемежаются убогими рудами; 3) промышленные руды разобщены убогой рудой и пустой породой.

Для первого случая объем рудной массы в рудоносной зоне V_{pm} может быть выражен через объем руды в ней V_p и объемы разделяющей их породы V_n :

$$V_{pm} = V_p + V_n.$$

Если обозначить среднее содержание полезного компонента в промышленной руде через C_p , то среднее содержание на всю рудоносную зону будет

$$C_{pm} = \frac{C_p V_p}{V_{pm}},$$

а так как $\frac{V_p}{V_{pm}}$ — есть коэффициент рудоносности, то

$$K_p = \frac{C_{pm}}{C_p}. \quad (1)$$

¹ Эти расстояния определяются при расчете транспортных связей по удельному весу затрат на перевозку в общей сумме затрат на производство руды и металла.

Объем рудной массы в рудоносной зоне для второго случая равен

$$V_{\text{рм}} = V_{\text{р}} + V_{\text{б}},$$

где $V_{\text{б}}$ — объем убогих руд с содержанием в них $C_{\text{б}}$. Аналогично предыдущему среднее содержание будет равно

$$C_{\text{рм}} = \frac{C_{\text{р}}V_{\text{р}} + C_{\text{б}}V_{\text{б}}}{V_{\text{рм}}},$$

откуда

$$C_{\text{рм}} = C_{\text{р}}K_{\text{р}} + C_{\text{б}} - C_{\text{б}}K_{\text{р}}$$

или

$$K_{\text{р}} = \frac{C_{\text{рм}} - C_{\text{б}}}{C_{\text{р}} - C_{\text{б}}}. \quad (2)$$

При наличии в рудоносной зоне пустых прослоев и бедных руд

$$V_{\text{рм}} = V_{\text{р}} + V_{\text{б}} + V_{\text{п}},$$

а

$$C_{\text{рм}} = \frac{C_{\text{р}}V_{\text{р}} + C_{\text{б}}V_{\text{б}}}{V_{\text{рм}}}.$$

После преобразований

$$C_{\text{рм}} = C_{\text{р}}K_{\text{р}} + C_{\text{б}} - C_{\text{б}}K_{\text{р}} - C_{\text{б}} \frac{V_{\text{п}}}{V_{\text{рм}}}$$

и, следовательно,

$$K_{\text{р}} = \frac{C_{\text{рм}} - C_{\text{б}} \left(1 - \frac{V_{\text{п}}}{V_{\text{рм}}}\right)}{C_{\text{р}} - C_{\text{б}}}. \quad (3)$$

Можно записать и другое выражение коэффициента для последнего случая:

$$K_{\text{р}} = \frac{C_{\text{рм}} - C_{\text{б}} \frac{V_{\text{б}}}{V_{\text{рм}}}}{C_{\text{р}}}. \quad (3a)$$

Выражения (3) и (3a) легко сводятся к формуле (2), поскольку сумму породных прослоев и прослоев убогих руд в принципе можно рассматривать как запасы еще более убогих руд.

Полученные формулы можно использовать для корректировки определенных обычно применяемыми ныне способами коэффициентов рудоносности, а также для установления характера их изменчивости в зависимости от изменения среднего содержания в промышленных и убогих рудах. Поскольку рудоносная зона в процессе разведки обязательно опробуется по всем пересекающим ее выработкам, выведение средних содержаний для рудоносной зоны в целом, а также для промышленных и непромышленных ее участков незатруднительно.

Нами рассчитан коэффициент рудоносности для одного из блоков Алтын-Топканского месторождения, разведанного ортами на трех шахтных горизонтах. Введя в расчет два из них, верхний и нижний, мы определили коэффициенты рудоносности по каждой из выработок двумя методами: по отношению мощности промышленного оруденения к общей мощности рудоносных скарнов и по формуле (2) при разных бортовых содержаниях (табл. 47). Сравнение результатов показывает, что значения коэффициентов, полученных по формуле (2), близки к выведенным по отношению мощностей. Расхождения между ними объясняются тем, что при определении промышленных контуров в геологии (как, впрочем, и в математике) допускается некоторая формализация.

Сравнение коэффициентов рудоносности, определенных по формуле (2) и по отношению мощностей промышленных руд и рудовмещающих скарнов для одного из блоков полиметаллического месторождения

Вариант бортового содержания, %	I горизонт				III горизонт				Для участка в целом	
	орт 12		орт 14		орт 12		орт 14		K	K ¹
	K	K ¹	K	K ¹	K	K ¹	K	K ¹		
2,5	0,26	0,18	0,30	0,20	0,20	0,23	0,16	0,08	0,21	0,15
1,5	0,38	0,35	0,47	0,37	0,39	0,42	0,30	0,27	0,37	0,32
0,8	0,61	0,55	0,61	0,52	0,68	0,62	0,52	0,48	0,58	0,52
0,5	0,65	0,64	0,70	0,60	0,75	0,78	0,56	0,57	0,64	0,54
0,25	0,68	0,78	0,78	0,71	0,85	0,85	0,70	0,67	0,77	0,74

Примечание. K — коэффициент рудоносности, определенный по отношению мощностей; K¹ — коэффициент рудоносности, рассчитанный по формуле (2).

Последнее лишь подчеркивает, что значения коэффициента рудоносности, полученные по предлагаемым формулам, должны интерпретироваться с учетом геологических соображений.

К ПРОБЛЕМЕ ВЫДАЮЩИХСЯ ИЛИ «УРАГАННЫХ» ПРОБ

Вопросу определения влияния и учета выдающихся проб придаётся большое значение в процессе оценки месторождения. Особенно заостряется на нем внимание при апробации подсчетов запасов в ГКЗ. За последние 30 лет написано и высказано в дискуссиях большое число различных предложений по проблеме как таковой и способам учета выдающихся проб. Само обилие предложений, по-видимому, объясняется отсутствием единства в понимании предмета обсуждения.

Одни исследователи ураганность определяют при сопоставлении проб всего месторождения, другие объем выборки, в которой выделяют ураганные содержания, уменьшают до участка или блока и, наконец, третьи предлагают оценивать ураганность путем сравнения проб по содержанию в отдельных выработках или сечениях.

Весьма разнообразен набор методов, рекомендуемых для выявления выдающихся проб и определения верхнего предела содержания в нормальной пробе. Есть произвольные рекомендации, указывающие, во сколько раз содержание в отдельной пробе может превышать среднее (при этом ссылаются на практику), и, с другой стороны, рекомендации, основанные на сложных математических расчетах.

Неменьший разницей наблюдается и в количественных критериях ураганности: от предложений относить к ураганным содержания в 2—3 раза выше среднего — до десятков раз выше среднего. Наконец, даже вопрос, чем заменять ураганные значения, является также спорным.

Такую неясность и разницей в понимании предмета и количественном определении критериев выделения выдающихся проб, по-видимому, можно расценить как косвенный признак того, что в природе отсутствуют объективные признаки разделения проб на нормальные и выдающиеся. Ураганность не имеет объективно существующих или каким-либо способом фиксируемых границ и пределов и в каждом, даже наиболее сложном и научном ее объяснении определяющую роль играют субъективно устанавливаемые признаки и границы.

Если отсутствуют четкие природные признаки, то как возникло понятие ураганности? История такова. При разведке золотых россыпных месторождений в шлиховых пробах иногда обнаруживались само-

родки, вес которых во много раз превосходил вес остального мелкого золота в пробе. Эти самородки геологи исключали из учета при выводе средних содержаний, опасаясь получения завышенных оценок. Таким образом, в основе появления понятия ураганности лежит опасение завязать практическую оценку среднего содержания без какого-либо теоретического обоснования.

Каков результат такого практического применения учета и ограничения влияния ураганных проб?

Вследствие сравнительной кратковременности срока отработки россыпей (малые размеры объекта), точности и строгости учета добытого металла (причем, отдельно самородков и мелкого золота) и совпадения технологии извлечения золота при опробовании и при эксплуатации накопился значительный качественный и объективный фактический материал, позволяющий сопоставить данные разведки и эксплуатации. Анализом этого материала установлено, что в добытом золоте самородки нередко составляют существенную долю (а из учета они исключены) и образуют излишек металла против подсчитанного. Этот факт привел к возникновению нового понятия — «коэффициент намыва», а его появление породило предложение о возврате исключенного из учета ураганного золота в виде добавки к общим запасам.

Таким образом, искусственный, ограничивающий содержание показатель привел к появлению лишнего неучтенного металла. Другого достаточно качественного и объективного фактического материала, оценивающего влияние учета и ограничения «ураганных» проб, в нашем распоряжении нет, так как при сопоставлении данных разведки и эксплуатации по другим типам месторождений мы получаем итог, являющийся результатом комплексного влияния ряда причин (потери, разубоживание, извлечение и пр.), в том числе и учета ураганных проб. А между тем, несмотря на то что фактический материал подтвердил только занижение запасов при учете, ураганных содержаний, внимание на этой проблеме все более заостряется и требования к учету (т. е. урезке) «ураганных» содержаний становятся все более жесткими.

Как «теоретические», так и эмпирические методы учета ураганности направлены на предотвращение возможного завышения средних содержаний, в то время как факты говорят о их занижении. При этом нередко ГКЗ весьма охотно идет на снижение содержания в подсчитанных запасах, часто не имея объективного подтверждения правильности этих действий.

Ввиду отсутствия достоверных методов количественной оценки влияния ураганности могут быть допущены серьезные ошибки в этом вопросе. Нередко на счет ураганности относили грубые ошибки и различного рода путаницу в документациях, ошибки в определении ориентировки проб, любые ошибки в интерпретации данных разведки и, наконец, в большинстве бесконтрольные с качественной, а нередко и с количественной стороны результаты эксплуатации, в которых при существующей системе учета невозможно выделить и количественно оценить фактическое влияние потерь и разубоживания.

На чем же базируются применяемые в настоящее время эмпирические способы ограничения влияния ураганных содержаний? Во-первых, считается, что их задача — предотвратить возможное завышение средних содержаний по блокам и месторождению в целом, а во-вторых, обычно выражается недоверие к выдающимся содержаниям, вследствие недостаточного изучения характера распределения полезного компонента. На этом вопросе следует остановиться более подробно.

Накопленный статистический материал позволил выяснить характер распределения содержаний и определить его законы. Для многих месторождений цветных, редких и драгоценных металлов устанавлива-

ется резко левоасимметричное распределение содержаний, вплоть до гиперболического. Сторонники снижения содержания за счет ураганности своеобразно используют эти фактические данные. Они заостряют внимание на том, что незначительная группа проб (2—5%) определяет 30—40% содержания, а следовательно, и запасов металла. Считаются убедительными манипуляции с фактическими данными, при которых пробы с высоким содержанием (выделяемые по субъективным соображениям) искусственно исключаются из подсчета, не обращая внимания на то, что остающаяся масса проб дает содержание иногда ниже промышленного. Если принимать до конца такой (ошибочный) метод, то придется отрицать наличие промышленных месторождений алмазов. В них почти каждая значащая проба ураганная.

Левоасимметричное распределение содержаний устанавливается в том или ином месторождении совершенно четко при любом, в том числе и очень большом количестве проб, следовательно, пробы с выдающимся содержанием являются естественными, типичными для месторождения, и нет никаких оснований для их дискриминации при оценке запасов месторождения (запасы утверждаются по достаточно детально разведанным месторождениям). Характер распределения содержаний — объективно существующая реальность, поэтому месторождения, в которых промышленная ценность создается главным образом за счет выдающихся проб, также объективно существующая реальность (кустовое, гнездовое, столбовое и прочие виды неравномерного распределения), и в таких месторождениях средние параметры надо вычислять в соответствии с объективными природными условиями, а не субъективным эмпирическим способом.

Второй довод сторонников применения понятия ураганности заключается в следующем. Ураганное содержание обычно не подтверждается в близко расположенных сечениях. На этом базируется вывод о необходимости их ограничения. Правомерен ли такой вывод? Зная об ограниченном пространственном распространении «ураганного» содержания в данной точке (а обычно так бывает в действительности), мы можем ограничить его влияние на среднее только в том случае, когда уверены, что все ураганные содержания нами выявлены. Поскольку такой уверенности нет (ее не может быть при разведке любой детальности), то и основания для ограничения влияния ураганных содержаний отсутствуют.

Фиксируя ограниченность пространственной протяженности выдающегося содержания и совершенно правильно подчеркивая типичность этого явления, сторонники урезки содержаний используют его как главный аргумент. При таком одностороннем подходе упускается из виду, что ограниченность пространственного распространения ураганных содержаний является одновременно бесспорным доказательством невозможности выявления всех ураганных содержаний при разведке. Поэтому не подтвердившееся в данном объеме породы (соответствующем влиянию на среднее) «ураганное» содержание данной пробы будет компенсировано фактически существующим «ураганным» содержанием в другом пункте, оставшемся неопробованным. Таким образом, и этот довод ошибочный, а результатом использования этого положения является занижение истинного содержания.

При определении ураганности не учитывается размер проб. Если его уменьшать, то в пределе будем устанавливать содержания от нулевых до максимальных, а если увеличивать, то размах колебания содержаний станет уменьшаться, и мы придем к среднему истинному без урезки каких-либо значений. Таким образом, любое содержание является «законным» для данного месторождения и теоретические обоснования ограничения высоких содержаний отсутствуют. Вопрос заключается в оценке достоверности данного среднего, т. е. чем больше раз-

мер выборки, тем достовернее оценка среднего. С другой стороны, чем меньше размеры проб, тем больший объем выборки необходим для получения достоверного среднего, а отклонения возможны в любую сторону.

Отсюда напрашивается вывод, что для детально разведанного месторождения проблемы ураганности не должно существовать, так как среднее содержание обосновано большим числом проб, а применяемые в настоящее время эмпирические способы ограничения «ураганных» проб противоречат применяемой методике опробования. Наличие связи между степенью проявления «ураганности» и размером пробы дополнительно указывает на субъективность устанавливаемых пределов ураганности. С учетом влияния размеров выборки следует признать неоправданным и неувязанным с характером распределения и способ оконтуривания обогащенных участков, широко применяемый в настоящее время. Оконтуривание должно применяться при обязательном соблюдении следующих условий:

1) правильная простая форма контура, учитывающая геологические позиции опробованных сечений (сечения должны располагаться в пределах геологически однородного участка);

2) достаточно большие размеры площади, включенной в контур, в пределах которой размещается обоснованное, статистически необходимое число разведочных сечений;

3) достаточная по количеству выборка единичных проб, характеризующая данный контур.

Применяемый в настоящее время способ оконтуривания нарушает все эти условия и, кроме того, разделяя пробы на богатые и бедные благодаря выборочному использованию фактических данных, предопределяет появление ошибки одного знака в сторону завышения запасов в контуре. Это неизбежно вытекает из существующего в природе и многократно установленного практикой наличия существенных случайных отклонений в содержаниях единичных проб. При существенных различиях содержаний в дублирующих парах проб среднее для двух достаточно крупных их групп совпадает. Это возможно только в том случае, когда для проб с высоким содержанием при повторном опробовании будет преобладать снижение содержания, а для проб с пониженным содержанием — повышение. При оконтуривании рудных тел мы обычно включаем в контур пробы с высоким содержанием, а с низким — исключаем. Поэтому неизбежно происходит завышение содержания в этом искусственно выделенном контуре, что и подтверждается при детализации или отработке, особенно для случаев, когда такой контур выделяется по очень малому числу проб. Так обстоит дело, если внимательно проанализировать принципиальные основы, на которых базируется вся проблема ураганности.

Вывод о правомерности любого содержания, установленного при опробовании, теоретически обоснован характером распределения полезного компонента, теорией вероятности и законами математической статистики, в противоположность эмпирическим правилам урезки ураганных проб, которые с геологических или геолого-математических позиций теоретически обосновать невозможно. Вместе с тем известно, что подтверждение среднего содержания по месторождению или достаточно крупному участку и рудному телу, вычисленного по всем значениям проб без урезки, достигается обычно через сумму случайных отклонений, наблюдаемых в средних содержаниях, определенных для мелких частей рудных тел или блоков. Это естественное явление, обусловленное вероятностным характером всех геологоразведочных оценок, т. е. учет всех проб, в том числе и «ураганных», приводит либо к завышению запасов, либо к появлению лишних запасов в тех блоках, где «ураганные» содержания не выявлены. Если блок или их не-

большая группа, недостаточная для взаимной компенсации отклонений разного знака до допустимого предела суммарного отклонения, играет важную роль в планировании и оценке работы добывающего предприятия, то возникают претензии к разведке и для их ликвидации производится страховочное занижение содержания. Это занижение количественно не регламентировано требованиями эксплуатации и не увязано также с изменчивостью содержаний в данном месторождении.

Претензии эксплуатационных организаций в этом отношении не анализируются и не подтверждаются соответствующими расчетами. Несмотря на то что практически предприятия приспособляются к весьма резким отклонениям содержаний в отдельных блоках, требования к урезке содержаний растут. Тут действуют ведомственные интересы. Это еще одна из причин господства субъективного фактора в решении вопросов ураганности.

Таким образом, ураганность можно рассматривать только как локальное явление, которым, в числе других причин, могут быть обусловлены недопустимые, с точки зрения практических потребностей планирования и учета эксплуатационных работ, отклонения действительных запасов от подсчитанных в отдельных, незначительных по размерам частях (блоках) месторождений.

Следовательно, для ограничения роли субъективного фактора в определении ураганности надо заниматься не поисками теоретического обоснования ураганности как таковой, а обосновать практические критерии определения оптимальных размеров локальных участков и допустимых пределов отклонений. Только после этого могут быть рекомендованы рациональные эмпирические способы страховочной урезки содержаний, не искажающие существенно общую оценку месторождений.

Такой подход к оценке ураганности проб еще в 1948 г. был предложен Н. В. Володомоновым. Его предложение незаслуженно оставлено без внимания, а за последующие десятилетия весьма разнообразны попытки решить вопрос по-иному результата не дали.

Масштабы локальных участков определяются объемом добычи за период, на который требуются плановые или отчетные данные, и связанным с ним числом блоков, находящихся одновременно в процессе отработки. К разведке могут быть предъявлены требования по обеспечению годового планирования на ряд ближайших (3—5) лет и далее на более укрупненные отрезки времени. Более детальное планирование и учет результатов внутри года должны обеспечиваться эксплуатационной разведкой.

Допускаемые отклонения необходимо обосновывать экономически, посредством сопоставления результатов разведки с добычей и оценки ущерба, причиняемого эксплуатационному предприятию расхождением подсчитанных запасов с фактическими (имея в виду чередование периодов завышения с периодами занижения), объемом и временем производства дополнительных затрат на разведку, необходимых для сокращения расхождений. До проведения таких сопоставлений можно отметить, что расхождения годовых оценок в ± 5 —7% и расхождения для оценок очистных блоков до ± 40 —60% являются такими, к которым эксплуатационные предприятия приспособляют свою организацию работ.

Когда определены масштабы локального участка и пределы допустимых отклонений, геолог с учетом изменчивости оруденения и размеров подсчетных блоков может определить допустимые для них пределы отклонения, и каждую пробу, которая составляет долю в содержании, превышающую допустимый предел, относить к выдающимся. Практически этот предел для подсчетного блока, по-видимому, будет составлять 20%.

Определение ураганности таким способом прямо связано со степенью разведанности. При малом количестве проб некоторые из них могут быть ураганными, а при увеличении их числа перейдут в нормальные либо в связи с появлением дополнительных подобных проб, либо вследствие снижения степени влияния их на среднее. Искать ураганные пробы в единицах мельче подсчетного блока, учитывая все изложенное, нецелесообразно. Сравнение содержаний отдельных проб в выработках и сечениях и выделение среди них ураганных грубо искажает характер распределения полезного компонента.

Изложенное позволяет внести определенность в методику замены ураганной пробы. Поскольку мы тем или другим способом определили предел, выше которого проба должна быть отнесена к ураганной, то, логически рассуждая, мы должны урезать содержание до этого предела. Выдающаяся проба и в урезанном виде должна остаться выдающейся. Вместо такого логически обоснованного способа некоторые исследователи предлагают содержания ураганных проб исключать, заменяя их либо средним, либо содержанием следующей пробы. Все эти предложения противоречат применяемым принципам определения ураганности и позволяют рассматривать выдающуюся пробу как брак. Для этого нет никаких оснований.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. В понимании «ураганных» или «выдающихся» проб и в методах их учета существует разнобой, который свидетельствует об отсутствии в действительности такого явления.

2. Проблема ураганности возникла из практики, и применение урезки проб пока имеет единственный точно зафиксированный результат — появление неучтенного металла в золотых месторождениях.

3. Все существующие методы, в том числе и так называемые теоретические, в конечном счете основаны на субъективных допущениях.

4. Принципы учета и ограничения «ураганных» проб, на которых базируются эмпирические способы, противоречат фактическому материалу, характеру распределения компонентов, теории вероятности и математической статистике.

5. Ураганность можно рассматривать только как локальное явление обязательно в увязке с размером выборки и изменчивостью оруденения.

6. Для ограничения влияния субъективного фактора и занижения содержания в разумных пределах необходимо обосновать размеры локального участка и допустимые отклонения. Предварительно можно наметить допустимый предел отклонения для блока равным $\pm 20\%$; искать ураганные пробы в сечениях и выработках нельзя, так как это грубо искажает характер распределения.

8. Расширение понятия ураганности и стимулирование урезки содержаний, практикуемое ГКЗ, приводит к тому, что не обращается должного внимания на изучение вопросов оценки действительных потерь и разубоживания, повышения качества документации и учета эксплуатационных работ. Это наносит народному хозяйству значительный ущерб, так как многие неподтверждения, относимые в настоящее время на счет разведки, на поверку окажутся результатом нарушений, допускаемых в процессе эксплуатации, т. е. потерям действительно существующих запасов.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОВЕРКИ ПРАВИЛЬНОСТИ ЗАМЕНЫ УРАГАННЫХ СОДЕРЖАНИЙ РТУТИ

Вопрос об ураганных содержаниях металла в пробах представляет определенный интерес, так как от выбранных способов учета и замены их зависит количество подсчитанных запасов полезного ископае-

мого. Способов учета и замены ураганных значений содержаний существует очень много (Володомонов, 1939; Каллистов, 1952; Смирнов, Прокофьев, 1960), однако на практике этот вопрос чаще всего решается эмпирически. В связи с этим возникает необходимость проверки правильности производимых замен, причем в основу должны быть положены результаты сравнения разведочных и эксплуатационных данных. Такое исследование проведено авторами на одном из участков ртутного месторождения.

Оруденение здесь приурочено к джаспероидам и известнякам, перекрытым сланцами (последние играли роль экрана), и характеризуется крайне неравномерным распределением ртути. Основными факторами рудоотложения являются структурно-литологические. Ясно проявлена роль складчатых и разрывных нарушений (Федорчук, 1964).

При подсчете запасов металла ураганные содержания по скважинам принимались без изменений, а по горизонтальным горным выработкам заменялись среднеарифметическим по этой выработке (в тех случаях, когда они отличались от обычных в 30, 40 и более раз). Нижним пределом ураганных содержаний служили значения, установленные практикой разведки и эксплуатации месторождения, и этот вопрос нами специально не рассматривается.

Предпосылкой предлагаемой методики служит соображение о том, что ураганные содержания должны быть представлены богатыми рудами. Поэтому материал, на основе которого делается проверка, собирался на участке, где учет добытой руды производился с подразделением ее на рядовую и богатую (штуфную). Следующее условие заключается в том, что подсчитанные запасы металла такого участка должны быть близки фактически добытому количеству металла с поправкой на потери и разубоживание.

В соответствии с высказанными положениями методика исследования заключается в многократном пересчете средних содержаний ртути по сечениям, в которых ураганное содержание последовательно уменьшается на определенную величину. Если заменяющие значения обозначить C_1, C_2, \dots, C_n , то заменяемые ураганные содержания соответственно больше C_1, C_2, \dots, C_n . Замена ураганных содержаний C_3 считается найденной, если при ее подстановке соответствующее ей количество металла составляет 30% от общего его количества.

Следующий вопрос заключается в том, какое количество металла представляют эти 30%. Таких значений может быть четыре: 1) 30% от количества фактических запасов (с учетом потерь и разубоживания) — $Ш_{\phi}$; 2) 30% от подсчитанных запасов — $Ш_{п}$; 3) 30% к количеству металла, подсчитанного без ураганных содержаний, — $Ш_0$; 4) 30% от количества металла, подсчитанного с учетом зафиксированных опробованием ураганных содержаний, — $Ш_у$.

По-видимому, ни одна из приведенных величин не будет соответствовать истинной, но каждая из них близка к среднему значению их $Ш_{ср}$, или среднеарифметическому:

$$Ш_{ср} = \frac{Ш_{\phi} + Ш_{п} + Ш_0 + Ш_у}{4}$$

Ее и можно считать физическим выражением ураганных содержаний или же значением замены их. Однако вывод ее при подсчете запасов затруднителен, так как неизвестна величина $Ш_{\phi}$. В то же время результаты проверки показали, что подсчитанные ($Ш_{п}$), фактические ($Ш_{\phi}$) и выведенные нами ($Ш_{ср}$) цифры запасов металла в богатых рудах оказались в общем близки, в связи с чем при подсчете запасов можно использовать $Ш_{п}$. С другой стороны, это подтверждает лишний раз мнение о том, что высокие содержания для ртутных месторождений являются закономерным явлением, игнорирование которо-

го допускать нельзя. Применяя термин ураганные содержания ртути, мы должны иметь в виду вполне конкретные, закономерные появляющиеся высокие концентрации ртутной минерализации, обусловленные спецификой формирования кинварных руд. Замена их неоправданно низкими значениями, как это иногда наблюдается, может привести лишь к занижению запасов металла.

Заметим в заключение, что выведенное по данным отработки соотношение металла из богатых руд и общего количества металла может быть характерно не только для исследуемого участка, но и установлено на других ртутных месторождениях. Это подкрепляется также анализом учета добычи металла в целом по месторождению, один из участков которого послужил объектом нашего исследования. Оказалось, что здесь металл из штучных руд составил около 25% от общего количества добытого металла (данные за 14 лет отработки), т. е. получено соотношение, мало отличающееся от приведенных.

ОПЕРЕЖЕНИЕ ЭКСПЛУАТАЦИОННОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для обеспечения непрерывности процесса добычи на месторождении к моменту начала очистных работ должны быть проведены опережающая эксплуатационная разведка и подготовительные работы. Эксплуатационная разведка уточняет данные детальной разведки, то есть дает более достоверную информацию о качестве, количестве и размещении запасов и в объеме, необходимом для рашения вопросов горной технологии. В сложных геологических условиях собственно опережающая эксплуатационная разведка обычно совмещается с подготовительными работами.

Средние запасы промышленной руды на подготовленном к разработке участке месторождения составляют

$$Q_э = q_{ср}n, \quad (1)$$

где $q_{ср}$ — средний запас промышленной руды в эксплуатационном блоке (камере), т;

n — число рабочих эксплуатационных блоков.

Чтобы обеспечить ритмичность работы рудника, необходимо за время разработки этих запасов определить опережающей эксплуатационной разведкой запасы, достаточные для создания необходимого фронта добычных работ. Но запасы руды в каждом эксплуатационном блоке ввиду изменчивости мощности рудных тел могут отличаться от средних запасов, рассчитанных на основании детальной разведки. Минимальные запасы промышленной руды, уточненные опережающей разведкой, определяются как

$$Q_p = q_{ср}N(1 - \mu), \quad (2)$$

где N — число эксплуатационных блоков на доразведываемом участке месторождения;

μ — возможное относительное отклонение запасов руды в эксплуатационных блоках от среднего, установленного детальной разведкой.

Изменчивость мощности жил, определяющая изменчивость запасов в эксплуатационных блоках, может количественно оцениваться коэффициентом вариации мощностей. Для различных месторождений этот коэффициент колеблется от 5—10 до 200% и более. Если число разведочных данных, по которому определялся средний запас в блоках, считать генеральной совокупностью, изменчивость запасов руды в блоках характеризовать коэффициентом вариации, а число блоков,

которое устанавливается разведкой, определять в первом приближении как выборочную совокупность, то относительное отклонение (μ) доразведываемого запаса от среднего по месторождению (или по рассматриваемой его части), исходя из теории статистики (Суворов, 1961), будет равно

$$\mu = \frac{vt}{100} \sqrt{\frac{1}{N} \left(1 - \frac{N}{D}\right)}, \quad (3)$$

где v — коэффициент вариации мощности жилы, %;

t — коэффициент доверия;

D — число элементарных единиц во всей генеральной совокупности;

N — число блоков, которое устанавливается эксплуатационной разведкой (число единиц в выборочной совокупности).

Выражение $\frac{N}{D}$ по абсолютной величине сравнительно мало, поэтому приведенную формулу можно написать в виде

$$\mu = \frac{vt}{100} \sqrt{\frac{1}{N}}. \quad (4)$$

С вероятностью, равной практической достоверности, можно утверждать, что отклонение μ не будет больше расчетного, если коэффициент доверия t будет принят равным 3, т. е. если отклонение будет определяться по формуле

$$\mu = 0,03v \sqrt{\frac{1}{N}}. \quad (5)$$

Вероятность этого при нормальном законе распределения исследуемой случайной величины составит 0,997, а при неизвестном законе распределения определится (по П. Л. Чебышеву) нижним пределом, равным 0,89. Это говорит о справедливости последней формулы при любом распределении исследуемой случайной величины.

Для соблюдения непрерывности очистных работ необходимо, чтобы доразведанные опережающей разведкой запасы были равны тем, которые обрабатываются за соответствующее время, т. е.

$$Q_p = Q_3. \quad (6)$$

Подставив соответствующие значения Q_p и Q_3 , а также заменив возможное относительное отклонение (μ) через его значение в формуле (5), запишем необходимое условие соблюдения непрерывности добычи в следующем виде:

$$q_{cp} N \left(1 - 0,03v \sqrt{\frac{1}{N}}\right) = q_{cp} n. \quad (7)$$

Из этого условия получим уравнение

$$N - N \cdot 0,03v \sqrt{\frac{1}{N}} - n = 0. \quad (8)$$

Решением этого уравнения относительно N находится необходимое число эксплуатационных блоков, которые должны быть определены эксплуатационной разведкой:

$$N = n + \frac{(0,03v)^2}{2} \sqrt{n + \frac{(0,03v)^2}{2}}. \quad (9)$$

Положительный знак перед радикалом принят исходя из логических соображений.

На рис. 40 в графическом виде дана зависимость числа доразведываемых блоков (N) от числа рабочих блоков (n) и коэффициента вариации (v). Число рабочих блоков при этом находится, как известно, по формуле:

$$n = \frac{A}{a}, \quad (10)$$

где A — суточная производительность рудника, т;
 a — суточная производительность очистного блока (камеры), т.

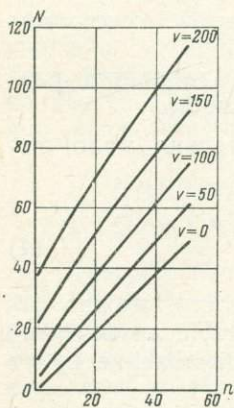


Рис. 40. График зависимости числа доразведываемых блоков (N) от числа рабочих блоков (n) и коэффициента вариации (v)

Таким образом, как это видно из формулы (9), опережение эксплуатационной разведки, выраженное доразведываемым числом блоков, должно увеличиваться с увеличением изменчивости мощности рудных жил. При незначительной изменчивости мощности жил число доразведываемых блоков практически равно числу рабочих блоков. При высокой изменчивости мощности число блоков, освещаемых эксплуатационной разведкой, должно быть резко повышено по сравнению с числом рабочих блоков. Это положение чрезвычайно важно для месторождений с большой изменчивостью мощности рудных тел, так как несоблюдение условия создания необходимого опережения эксплуатационной разведки, основанного на учете изменчивости геологических параметров оруденения, приводит к перебоям в работе рудников. Это наблюдается, в частности, на ряде горных предприятий Средней Азии. Но неритмичность добычи здесь обычно объяснялась неподтверждением подсчитанных запасов. В действительности это являлось следствием недостаточного опережения эксплуатационно-разведочных работ.

ОЦЕНКА ОСОБЕННОСТЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ В СВЯЗИ С ОПРЕДЕЛЕНИЕМ ГРАНИЦ ВЫЕМКИ

Известно, что потери полезного ископаемого и разубоживание, являющиеся следствием несоблюдения экономически обоснованных границ выемки, наносят большой материальный ущерб. Для снижения потерь и разубоживания необходимо наиболее полно учитывать геологические особенности оруденения и вести горные работы в соответствии с ними.

Геологические параметры оруденения, их изменчивость, признаки, характеризующие присутствие определенного оруденения, изучались в основном для целей разведки, в соответствии с этим вырабатывались критерии оценки особенностей оруденения. Ниже рассматриваются особенности оруденения применительно к горно-технологическим задачам.

В зависимости от характера распределения металла (компонента) можно выделить два основных типа оруденения: равномерное и неравномерное. Абсолютно равномерным является такое оруденение, в котором нет участков руды с содержанием металла, отклоняющимся от среднего. Но такого оруденения не существует.

Содержание металла (компонента) всегда устанавливается для определенного объема горной породы. Если размеры выделяемого участка, в котором устанавливается среднее содержание, уменьшать до размеров минерала, то содержание металла в выделенном объеме будет равно содержанию в минерале. При этом если выделенным окажется рудный минерал, то содержание будет очень высоким, если же

минерал нерудный — содержание будет равным нулю. Если определять содержание металла в таких малых объемах и пробы размещать в одну сплошную линию, то оруденение будет представляться крайне неравномерным. При увеличении объема среднее содержание металла в нем будет снижаться, уменьшая разрыв между содержаниями в соседних пробах; оруденение будет более равномерным. Таким образом, представление о неравномерности оруденения изменяется в зависимости от того, на какой объем распространяются единичные данные о содержании металла. Для того чтобы понимание характера неравномерности оруденения было единообразным, необходимо условиться о размере элементарных объемов, внутри которых распределение металла не рассматривается.

Исходя из возможности раздельной выемки пород и практики опробования рудных месторождений, в качестве элементарного можно принять объем 1 м^3 при размере в направлении наибольшей изменчивости (по мощности) равном $0,5 \text{ м}$. Тогда под изменчивостью качества оруденения будем понимать различие качеств элементарных объемов, составляющих рассматриваемое рудное тело. Учитывая точность определения содержания металла, практически равномерным оруденением на данном участке месторождения нужно считать такое, в котором элементарные объемы, составляющие рассматриваемый участок, по содержанию металла не отличаются от среднего на данном участке более чем на $\pm 10\%$. Большее отклонение характеризует оруденение как неравномерное.

Одним из основных признаков сложности неравномерного оруденения является возможность его расщепления на отдельные промышленные участки при изменении минимального промышленного содержания металла в определенных пределах. По этому признаку целесообразно выделить два типа неравномерного оруденения: простое и сложное.

Под простым оруденением понимается такое распределение металла (компонента), при котором повышение минимального промышленного содержания не влечет разобщение геологического рудного тела на ряд промышленных тел: независимо от величины минимального содержания промышленное тело остается компактным и могут меняться только его размеры (от максимальных до нуля). Распределение компонента при простом оруденении показано на примере одного из редкометалльных месторождений на рис. 41.

Под сложным оруденением понимается такое распределение металла (компонента), при котором повышение минимального промышленного содержания в определенных пределах вызывает разобщение одного промышленного тела на ряд мелких (рис. 42).

Объектом разработки является геологическое тело, поэтому характеристику неравномерности оруденения необходимо давать с учетом изменчивости его в трех направлениях. Объемную неравномерность предлагается определять формой промышленных тел, которая получается при равенстве минимального промышленного содержания среднему содержанию металла на рассматриваемом участке (в эксплуатационном блоке, этаже, месторождении). Форма может быть пластообразная, линзообразная, столбообразная, гнездообразная. При изменении минимального промышленного содержания относительно среднего форма тел при неравномерном оруденении будет последовательно изменяться — от базисной (при равенстве минимального и среднего промышленного содержания металла на данном участке) к гнездообразной (при повышении минимального содержания) или к пластообразной (при снижении минимального содержания). Поэтому базисная форма тела, отражая сложность условий разработки при равенстве минимального промышленного содержания среднему содержанию на

участке, одновременно характеризует также и сложность разработки при возможном изменении минимального промышленного содержания.

Одним из главных факторов, влияющих на экономику работы горного предприятия, является содержание металла в добываемой руде. При равномерном оруденении содержание металла в добываемой руде в сравнении с содержанием, имеющимся в рудном теле, повысить нельзя. При неравномерном оруденении такое повышение возможно за счет соответствующего изменения границ выемки. Но вместе с повышением содержания металла в добываемой руде усложняются и условия разработки. Если оруденение простое, то повышение содер-

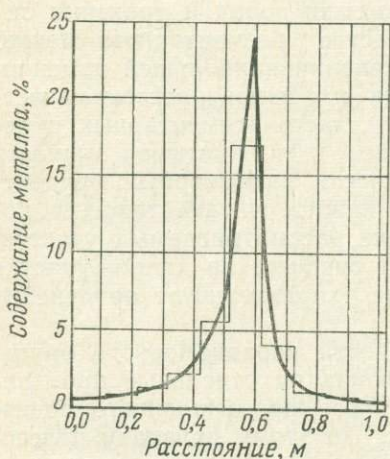


Рис. 41. Распределение металла при простом оруденении (редко-метальное месторождение)



Рис. 42. Распределение металла при сложном оруденении (Миргалимсайское месторождение)

жания в границах выемки ведет к уменьшению выемочной мощности или к снижению всех размеров выемочного пространства (например, соответственно при пластообразном и гнездообразном оруденении). Сложное оруденение предопределяет, кроме того, усложнение работ из-за необходимости вести раздельную выемку близко расположенных участков руды нужного качества. При экономическом обосновании целесообразных границ выемки эти положения необходимо учитывать.

Помимо экономической целесообразности при установлении границ выемки необходимо учитывать техническую возможность их соблюдения. Такая возможность определяется прежде всего наличием маркирующих признаков, контролирующих оруденение. Эти признаки отличаются от поисковых геологических признаков тем, что являются локальными, позволяющими прогнозировать оруденение и определять его границы на небольших участках месторождения. Такими признаками при эксплуатации могут быть литолого-петрографические или структурно-тектонические. Маркирующими оруденение элементами могут быть контакты между породами разного литолого-петрографического состава или трещины, к которым приурочено оруденение.

В зависимости от наличия маркирующего признака, от положения маркирующего элемента относительно оруденения нами выделяются следующие типы геологических рудных тел (рис. 43):

- а) без маркирующих границ;
- б) с маркирующей плоскостью в средней части оруденения;
- в) с маркирующей границей с одной стороны;
- г) с маркирующими границами с двух сторон.

Если оруденение равномерное, то маркирующие границы всегда имеются с двух сторон: рудовмещающие породы всегда отличаются по литолого-петрографическим признакам от боковых пород. Поэтому границы промышленных руд при равномерном оруденении всегда совпадают с естественными. Это упрощает контроль за ведением очистной выемки, позволяет визуальнo отличать руду от боковых пород.

Неравномерным оруденением могут характеризоваться рудные тела всех указанных четырех типов. Первый тип рудных тел наиболее сложен в отношении установления правильных границ выемки при ведении очистных работ. При малом содержании полезных компонентов, что обычно для редкометалльных месторождений, визуальная оценка содержания неосуществима. Широко применяемый до настоящего времени химический метод опробования дает ответ о содержании металла через сравнительно длительное время. Поэтому граница выемки устанавливается на основе опробованных разведочных и подготовительных выработок, и корректировки этой границы в период очистной выемки практически провести нельзя. Как правило, при разработке рудных тел такого типа потери и разубоживание достигают наибольших величин. В некоторых случаях, при достаточно высоких содержаниях металла и наличии связи между содержанием и минеральным составом руд, их структурой, текстурой и строением, возможна визуальная оценка содержания; тогда в какой-то мере границы выемки могут уточняться при очистных работах.

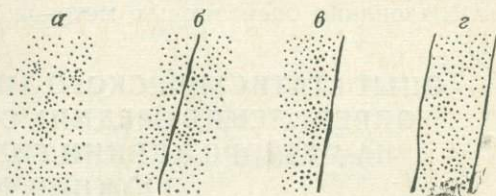


Рис. 43. Типы геологических рудных тел

Второй тип рудных тел часто характеризуется неравномерным простым оруденением. Маркирующим элементом, сопровождающим оруденение в средней части, могут быть трещины, жилы, контакт двух разных пород. Маркирующий элемент при очистных работах может выполнять направляющую роль, но не может определять границ выемки, хотя и помогает ориентироваться в установлении положения таких границ.

Третий тип рудных тел может характеризоваться как простым, так и сложным неравномерным оруденением. Наиболее богатая руда часто приурочена к маркирующей границе и поэтому последняя может быть также и границей промышленного оруденения. Однако другой естественной границы промышленное оруденение не имеет и устанавливать ее можно только на основе достаточно точного опробования. Если оруденение сложное и разработка ведется раздельная, то соответственно увеличивается число границ промышленных руд, которые необходимо устанавливать опробованием.

Неравномерное оруденение рудных тел четвертого типа может быть также и простым и сложным. Границы промышленного оруденения могут в этом случае как совпадать с естественными, так и не совпадать. Наиболее часто последнее и это затрудняет ведение работ.

Как видно из изложенного, при неравномерном оруденении для снижения потерь и разубоживания особенно необходимы оперативные методы опробования, которые бы позволяли по заданному бортовому содержанию находить в процессе очистных работ границы промышленных руд. Как правило, применяемый химический метод не удовлетворяет этому требованию. Однако существуют ядерно-геофизические методы опробования, весьма оперативные и достаточно точные. Применение их может дать за счет снижения потерь и разубоживания весьма

значительный экономический эффект (Гурецкий и др., 1966, 1968). Достаточно сказать, что отсутствие на рудниках оперативного опробования нередко приводит к отождествлению понятий промышленная руда и кварц, промышленная руда — скарн и т. п.

При производстве горных работ большое значение имеет спайность контактов между рудой и боковыми породами. Наличие ослабленных контактов положительно, если естественные границы оруденения совпадают с промышленными. Но если такого совпадения нет, то ослабленные контакты приводят к отслоениям пород, к слиянию фактической границы выемки с естественной, т. е. к разубоживанию.

Таким образом, в зависимости от особенностей распределения металла (компонента), типа рудного тела необходимо устанавливать возможность соблюдения экономически целесообразных границ выемки. Особенно важным для снижения потерь и разубоживания является использование оперативных методов опробования.

ОПЫТ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДОСТОВЕРНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ МЕТАЛЛА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУД В ЮЖНОЙ ФЕРГАНЕ

Месторождение сложено осадочными породами среднего палеозоя. В нижней части залегает толща массивных известняков. Основным рудовмещающим горизонтом является пачка тонкоплитчатых известняков, подвергшихся интенсивному окварцеванию и местами нацело превращенных в джаспероиды. Их перекрывают терригенные отложения. В тектоническом отношении месторождение представляет сложное складчатое сооружение. Интенсивно проявлена разрывная тектоника. Разломы разных порядков имеют широтное, косое и меридиональное простирание. На размещение оруденения влияют стратиграфо-литологические и структурные факторы. Они обусловили формирование 16 морфогенетических типов рудных тел (Федорчук, 1964). При относительной выдержанности рудовмещающего горизонта по мощности и составу распределение в нем оруденения отличается большой изменчивостью (Павлюкович, Федорчук, 1961; Федорчук, 1964), что не может не оказывать влияния на эффективность добычи (Шехтман, 1960).

Для оценки достоверности определения средних содержаний металла подобран фактический материал по более чем 1300 скважинам и 15 000 м горных выработок. В расчетах использовались данные только по вертикальным разведочным пересечениям. Среднее содержание по каждому пересечению вычислено как среднее взвешенное на длины кондиционных проб; мощность рудных тел по сечению принималась равной прессованной мощности рудных интервалов, метропроцент — произведению среднего содержания по выработке на прессованную мощность. За исходные взяты данные, которые принимались при подсчетах запасов месторождения, т. е. учтены только пересечения с кондиционными значениями подсчетных параметров. Значения ураганных мощностей и содержаний заменялись. Исследование проведено в целом по месторождению, а также по четырем его участкам.

Нами освещается вопрос о значении типа статистических распределений содержаний металла, мощностей рудных тел и их метропроцентов для выбора способа определения средних значений этих параметров при подсчете запасов. Задача исследования — по параметрам оруденения в разведочных пересечениях получить характеристику распределения металла в целом по месторождению и по четырем его участкам — складывается из нескольких частных исследований:

1) выяснить, какой теоретический закон распределения не противоречит имеющимся эмпирическим данным о содержании металла и мощностях рудных тел;

2) в зависимости от вида теоретической функции определить характеристики параметров распределения. Такие характеристики называются оценками, они должны быть эффективными и несмещенными;

3) получить такие оценки среднего содержания металла, средней мощности руд и их дисперсий, чтобы они удовлетворяли поставленным требованиям.

В зависимости от статистического закона распределения содержания металла оценки параметров его распределения могут быть: сред-

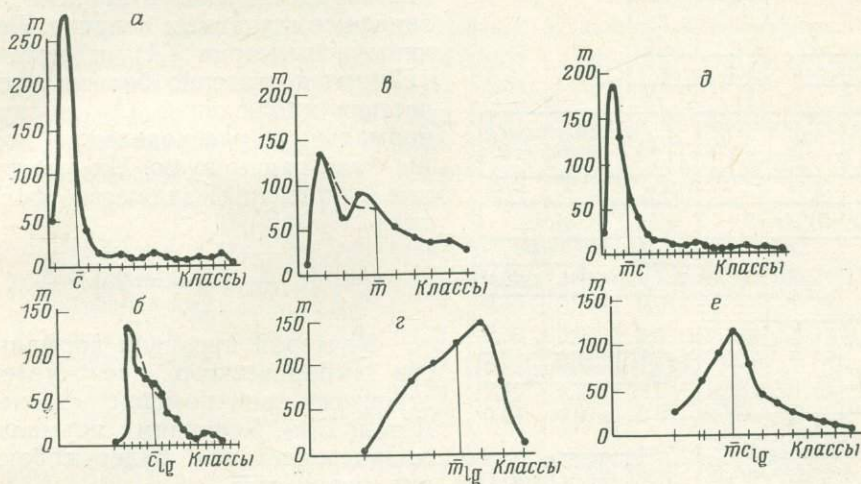


Рис. 44. Графики распределения содержаний металла (а), мощностей рудных тел (в) и метропроцентов (д) и соответственно их логарифмов (б, г, е) (по данным 542 разведочных пересечений)

нее арифметическое, дисперсия и среднее квадратическое отклонение содержаний металла в случае нормального закона распределения или среднее арифметическое, дисперсия и среднее квадратическое отклонение содержаний металла в случае логнормального закона распределения.

Решение поставленных задач начинается с построения статистического ряда распределения. Весь диапазон значений содержаний металла, мощностей руд и метропроцентов разбит на равноинтервальные классы (цена класса меньше половины стандарта) и подсчитано количество вариантов (n_i), приходящееся на каждый класс. Разделив n_i на общее количество наблюдений (N), находим частоту или вероятность (P_i), соответствующую данному классу (Ван дер Варден, 1960). Сумма вероятностей всех классов, очевидно, должна быть равна единице. Таким способом получен статистический ряд. По данным этого ряда строятся эмпирические графики распределения содержаний металла (рис. 44, а). Аналогично построены графики распределения мощностей рудных тел и метропроцентов металла (см. рис. 44, в, д). Кривые распределения оказались резко асимметричными; кривая распределения мощностей рудных тел полимодальная.

Если взять не сами значения содержаний металла, мощностей руд, метропроцентов, а их логарифмы и разбить на равноинтервальные классы, то графики распределения логарифмов будут существенно иными (см. рис. 44, б, г, е). Кривые распределения оказались одновышными, плавными, близкими к симметричному виду. Можно предполо-

жить, что нормальному закону подчиняются распределения логарифмов. Для проверки этой гипотезы применен метод моментов, в связи с чем определены числовые характеристики положения случайных величин и их логарифмов (математическое ожидание, дисперсия, среднее квадратическое отклонение — стандарт, асимметрия и эксцесс).

При логнормальном распределении дисперсия и стандарт не могут служить оценкой его параметров. В этом случае нужно вычислять выборочную дисперсию и среднее квадратическое отклонение логарифмов случайных величин. Величины асимметрии (A) и эксцесса (E) при достаточно больших количествах наблюдений (N) в случае нормального распределения должны быть равны нулю. Их стандартные отклонения задаются формулами

$$\sigma_1 = \sqrt{\frac{6}{N}}, \quad \sigma_2 = 2 \sqrt{\frac{6}{N}}.$$

Критерий проверки нормальности эмпирического распределения строится при помощи статистик A/σ_1 и E/σ_2 . Условиями нормального распределения будет соблюдение неравенств

$$\left| \frac{A}{\sigma_1} \right| \leq 3 \quad \text{и} \quad \left| \frac{E}{\sigma_2} \right| \leq 3,$$

а условиями логнормального распределения — соблюдение неравенств

$$\left| \frac{r_{lg}}{\sigma_1} \right| \leq 3 \quad \text{и} \quad \left| \frac{E_{lg}}{\sigma_2} \right| \leq 3.$$

Если хотя бы одно значение превышает 3,0, то гипотеза нормального распределения отбрасывается как неподтвердившаяся с 1-процентным уровнем значимости.

Для обработки данных использована электронно-вычислительная машина «Минск-14». Программа, включающая расчеты по формулам и состоящая из нескольких стандартных программ, разработана

А. Н. Фомичевой и В. И. Смелянец и названа МИГ-1 (математическое исследование по геологии, вариант 1). Составленную программу можно считать стандартной, т. е. пригодной для всех вариантов данной задачи. В ней использованы стандартные подпрограммы (перевод из десятичной системы счисления в двоичную и обратно, извлечение корня, логарифмирование). Вычисления не зависят от количества и вида исходных данных, т. е. программа составлена в режиме плавающей запятой. Блок-схема программы изображена на рис. 45.

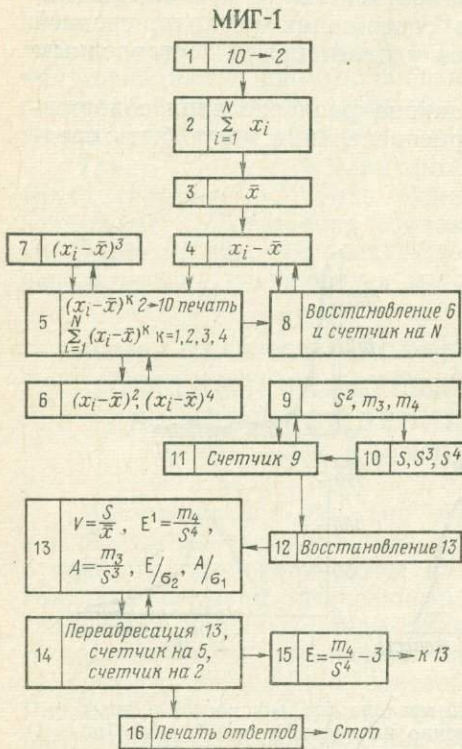


Рис. 45. Блок-схема программы Миг-1 для ЭВМ «Минск-14»

1 — цикл перевода исходной информации из 10 → 2 (из десятичной системы счисления в двоичную); 2 — цикл накопления суммы исходных данных; 3 — получение среднего значения \bar{x} ; 4 — получение очередного отклонения от среднего значения $(x_i - \bar{x})$; 5 — перевод из 2 → 10 с печатью на РТА отклонений и их степеней, а также накопление $\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^k$, где $k=1, 2, 3, 4$; 6 — получение четных степеней отклонений двойным просчетом; 7 — получение третьей степени отклонений двойным просчетом; 8 — восстановление блока 6 и счетчика на число исходных данных; 9 — получение S^2, m_3, m_4 двойным просчетом (цикл); 10 — получение S, S^3, S^4 ; 11 — счетчик на конце цикла 9; 12 — восстановление цикла 13; 13 — получение $V, A, E, A/\sigma_1, E/\sigma_2$; 14 — переадресация 13 с логическими шкалами, счетчики на 5 и на 2; 15 — получение E ; 16 — печать ответов (цикл).

Работа по определению законов распределения содержаний металла и мощностей рудных тел достаточно трудоемкая, если делать ее вручную. Обработка данных на ЭВМ позволяет осуществлять подобные исследования в сжатые сроки. Результаты исследования сведены в табл. 48, где \bar{x} — среднее, S^2 — оценка выборочной дисперсии, S —

Таблица 48

Вычисленные значения статистик

Показатели	Закон распределения	\bar{x}	S^2	S	A	E	A/σ_1	E/σ_2	V
Месторождение в целом (по данным 542 разведочных пересечений)									
с	Нормальный	0,28	0,14	0,37	3,67	15,87	33,3	72,2	132
	Логнормальный	0,186	0,11	0,34	0,244	0,27	2,22	1,24	
т	Нормальный	2,54	2,17	1,47	1,18	2,10	10,7	9,6	57
	Логнормальный	2,15	0,06	0,256	0,26	0,11	2,3	0,5	
тс	Нормальный	0,81	2,50	1,58	6,65	63,2	60,4	287	194
	Логнормальный	0,40	0,22	0,47	0,28	0,41	2,5	1,86	
Первый участок (по данным 576 разведочных пересечений)									
с	Нормальный	0,40	0,27	0,52	3,90	20,19	39,0	100,9	131
	Логнормальный	0,25	0,14	0,38	0,142	0,012	1,42	0,06	
т	Нормальный	3,0	7,21	2,69	2,03	4,8	29,3	24,0	89
	Логнормальный	2,22	0,10	0,33	0,101	0,144	1,01	0,72	
тс	Нормальный	1,29	6,34	2,52	6,20	58,69	62,0	291,4	194
	Логнормальный	0,56	0,29	0,54	0,073	0,07	0,73	0,37	
Второй участок (по данным 400 разведочных пересечений)									
с	Нормальный	0,39	0,406	0,64	5,9	46,39	49	192	164
	Логнормальный	0,23	0,14	0,38	0,17	0,23	1,94	0,72	
т	Нормальный	3,22	7,46	2,73	2,21	6,47	18	27	85
	Логнормальный	2,44	9,8	3,1	0,09	0,15	0,78	0,64	
тс	Нормальный	1,53	7,93	1,28	3,79	17,29	31,5	72	184
	Логнормальный	0,61	0,31	0,56	0,13	0,08	1,08	0,33	
Третий участок (по данным 262 разведочных пересечений)									
с	Нормальный	0,34	0,27	0,52	7,7	84,17	51	280	153
	Логнормальный	0,23	0,11	0,33	0,31	0,38	2,09	1,28	
т	Нормальный	3,83	4,14	2,03	1,27	1,90	8,4	6,3	53
	Логнормальный	3,36	0,05	0,22	0,03	0,24	0,22	0,81	
тс	Нормальный	1,38	4,24	2,06	3,84	17,97	25,6	59,9	149
	Логнормальный	0,77	0,19	0,44	0,08	0,78	0,53	2,44	
Четвертый участок (по данным 1106 разведочных пересечений)									
с	Нормальный	0,39	0,76	0,87	7,56	75,28	108	545	226
	Логнормальный	0,20	0,15	0,39	0,19	0,30	2,75	2,16	
т	Нормальный	3,53	13,56	3,68	2,91	12,14	13,2	25,3	
	Логнормальный	2,47	0,12	0,35	0,59	0,37	2,7	0,79	
тс	Нормальный	1,48	17,5	4,18	8,23	92,33	117	659	232
	Логнормальный	0,50	0,31	0,56	0,10	0,05	1,47	0,38	

с — содержание металла; т — мощности рудных тел; тс — метропроценты.

стандарт, A — асимметрия, E — эксцесс, A/σ_1 — отношение асимметрии к его стандартному отклонению, E/σ_2 — отношение эксцесса к его стандартному отклонению, V — коэффициент вариации. Полученные значения статистик свидетельствуют о весьма хорошей согласованности эмпирических распределений с логнормальным законом. На несоот-

ветствие распределений нормальному закону указывают и слишком высокие коэффициенты вариации.

Контроль полученных выводов сделан по критерию Пирсона χ^2 . Если вычисленное значение χ^2 меньше, чем допустимое χ^2 при заданном уровне значимости q и числе степеней свободы k , то проверяемая гипотеза о законе распределения принимается как подтвержденная; в обратном случае ($\chi^2 > \chi_q^2$) она должна быть отвергнута. Вычисленные значения для наших выборок значительно выше допустимых:

для содержаний металла $\chi^2_{\text{H}} = 14,1$, $\chi^2_{5\%} = 6,1$,

для мощностей руд $\chi^2_{\text{H}} = 12,4$, $\chi^2_{5\%} = 5,99$,

для метропроцентов $\chi^2_{\text{H}} = 21$, $\chi^2_{5\%} = 6,0$,

следовательно, гипотеза нормального распределения отбрасывается как неподтвердившаяся.

В случае логнормального закона оценками параметров распределения являются среднее арифметическое логарифмов и их среднее квадратическое отклонение. Для среднего арифметического логарифмов содержаний, мощностей и метропроцентов построены доверительные границы. Они строятся на основе распределения Стьюдента. Истинное среднее значение лежит в пределах вычисленных границ с 95% вероятности. Предел колебания среднего для логарифмов содержаний металла равен $\pm 0,03$; для мощностей рудных тел $\pm 0,02$. Среднее арифметическое, подсчитанное для самих значений случайных величин, находится за пределами интервала колебаний среднего геометрического. То же самое можно сказать о мощностях и метропроцентах ($\pm 0,03$).

Исследуемые выборки проверены на информативность по А. Б. Вистелиусу (1964), т. е. установлено, какой объем информации о содержании металла несет единичный анализ случайно взятого разведочного пересечения. Информационный коэффициент (I_x) заключен в интервале $0 \leq I_x \leq 1$. Чем определеннее суждение, тем I_x ближе к единице; чем меньшее количество информации несут пробы, тем меньше I_x . Значение информационного коэффициента по мере приближения распределения к равномерному достигает минимума при этом распределении, затем начинает расти по мере преобразования кривой в двувершинную.

Нами вычислены информационные коэффициенты для распределений металла в целом по месторождению и по трем участкам. Они оказались равными соответственно 0,41; 0,27; 0,30; 0,32. Это еще раз подтверждает, что данные распределения отличны от нормального вида.

Значения статистик, вычисленные методами среднего арифметического (при нормальном распределении) и среднего геометрического (при логнормальном распределении), как это видно из табл. 49, суще-

Таблица 49

Сравнение средних значений, подсчитанных методами среднего арифметического и среднего геометрического

Метод подсчета	I участок			II участок			III участок			IV участок			В целом по месторождению		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Среднего арифметического	0,40	3,0	1,29	0,39	3,22	1,53	0,34	3,83	1,38	0,39	3,53	1,48	0,28	2,54	0,81
Среднего геометрического	0,25	2,22	0,56	0,23	2,44	0,61	0,23	3,36	0,77	0,20	2,47	0,50	0,18	2,15	0,40
Поправочный коэффициент	0,62	0,73	0,43	0,59	0,75	0,40	0,67	0,87	0,56	0,52	0,70	0,33	0,64	0,88	0,56

1 — среднее содержание; 2 — средняя мощность; 3 — средний метропроцент.

ственно отличаются. Особенно большая разница отмечается в средних содержаниях металла, вычисленных разными методами (поправочный коэффициент колеблется в пределах 0,59—0,64).

Таким образом, установлено, что распределение содержаний металла, мощностей руд и метропроцентов для месторождения и четырех его участков подчиняется логарифмически нормальному закону. При этом за среднее значение содержаний металла и мощностей рудных тел следует брать среднее геометрическое, которое, как видно из табл. 47, значительно ниже среднего арифметического.

На месторождении, как известно, при подсчетах запасов в контурах подсчетных блоков используются главным образом средние арифметические значения содержаний металла и мощностей рудных тел, что приводит к завышению запасов. Полученный вывод обосновывает необходимость при выборе способа вычисления средних величин исследовать законы распределения содержаний металла и мощностей рудных тел.

О ПРИЧИНАХ ИЗБИРАТЕЛЬНОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ РТУТИ В ПОРОДАХ КАРБОНАТНОГО СОСТАВА

Рудопроявления ртути в известняково-доломитовых толщах средне-верхнедевонского возраста сложны по строению, поэтому трудно выделить достаточно надежные критерии для прогнозирования скрытого оруденения. Рудные тела размещаются вдоль разломов. На примере рудопроявлений Адыракоу и Сарыбель (Южная Фергана) рассматриваются причины избирательной локализации ртутных руд в породах, отличающихся по вещественному составу и физико-механическим свойствам.

В разрезе продуктивной толщи рудопроявления Адыракоу присутствуют все переходные разновидности от известняка к доломиту (табл. 50). Это позволяет определить зависимость локализации ртути от степени доломитости карбонатной породы.

Таблица 5

Зависимость локализации ртути от степени доломитости карбонатной породы на рудопроявлении Адыракоу

Порода (по классификации Б. А. Рухина)	Показатель доломитости $\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	Содержание нерастворимого остатка, %	Количество проб	
			всего	в том числе с рудой
Известняк	0,01—0,04	3,97—7,79	4	—
Известняк доломитовый . .	0,02—0,13	1,83—6,63	5	—
Доломит известковый . . .	0,49—0,63	3,93—11,11	7	3
Доломит	0,65—0,69	2,91—16,86	9	5
Доломито-мергель	0,03—0,05	24,41—50,79	2	1

Из табл. 50 и рис. 46 видно, что породы существенно доломитового состава являются более благоприятными для размещения ртутного оруденения.

На рудопроявлении Сарыбель вмещающие породы представлены в основном доломитами, реже известковыми доломитами. Такая однородность состава, по-видимому, обусловила общую благоприятность всей карбонатной толщи для локализации ртутных руд. Более обогащены киноварью горизонты толстослоистых доломитов у контакта с перекрывающими их тонкослоистыми разностями.

Причиной подобной избирательности рудоотложения, видимо, являются физико-механические свойства пород, в частности эффективная пористость, определяющая степень проницаемости доломитов для термальных растворов. В условиях низкотемпературного процесса привносились лишь рудные компоненты; основная часть жильных минералов образовалась за счет выщелачивания и перекристаллизации вмещающих пород.

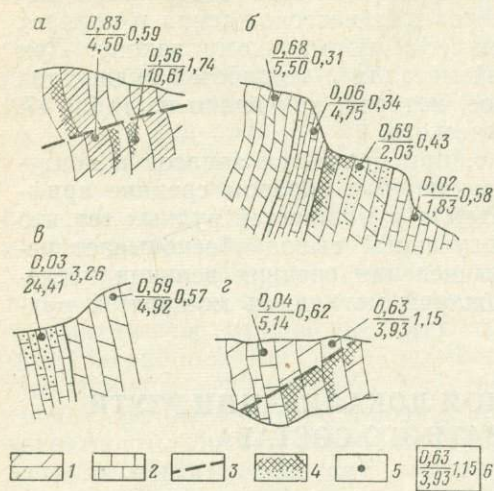


Рис. 46. Зависимость локализации ртути от химического состава и пористости пород на рудопроявлении Адыракоу

1 — доломит; 2 — известняк; 3 — разломы; 4 — ртутная минерализация; 5 — места отбора проб; б — результаты лабораторного анализа проб: в числителе показатель доломитости $\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$, в знаменателе — количество нерастворимого остатка, %, справа от дроби — величина пористости, %

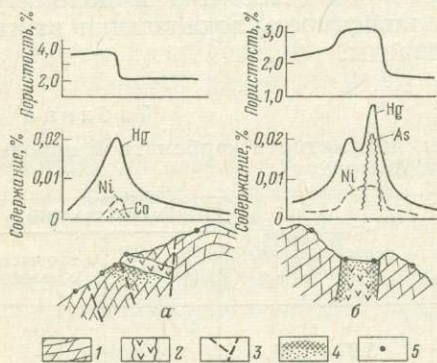


Рис. 47. Влияние пористости на избирательную локализацию ртути и соответствующих элементов в системе доломит — кислая дайковая порода на рудопроявлении Сарыбель: а — при пористости дайковой породы ниже, чем у доломита, б — выше, чем у доломита

1 — доломит; 2 — кислая дайковая порода; 3 — разломы; 4 — ртутная минерализация; 5 — места отбора проб

при более высокой пористости дайка сама вмещает оруденение (см. рис. 47, б).

Таким образом, избирательная локализация ртути в известняково-доломитовых породах зависит от вещественного состава и физико-механических свойств пород. Оруденение чаще размещается в породах

Доломиты в большинстве случаев более пористые, чем переслаивающиеся с ними известняки. В известняково-доломитовом разрезе доломиты обладают повышенной хрупкостью (Никифоров, Розанов, 1963) и меньшей способностью к залечиванию пустот, возникших в результате тектонических подвижек. В какой-то мере увеличение пористости, возможно, связано с уменьшением объема известняков при доломитизации (Федорчук, 1964).

В ряде случаев пористость пород являлась определяющим фактором при локализации ртутного оруденения. Различие в пористости грубослоистых (5,08%) и тонкослоистых (4,56%) доломитов на Сарыбеле привело к возникновению на контакте этих горизонтов местного экрана, способствовавшего осаждению киновари. На участке Джинген рудопроявления Адыракоу ртутное оруденение размещается не в доломитах, а в известняках, обладающих более высокой пористостью, чем доломиты (см. рис. 46, б).

Высокая пористость пород послужила причиной локализации киновари в интенсивно метаморфизованных дайках дацитовых порфиров (до 89% SiO_2), прорывающих карбонатную толщу на рудопроявлении Сарыбель. При пористости порфиров более низкой, чем окружающие доломиты, они служили экраном для рудоносных растворов (рис. 47, а);

существенно доломитового состава. Благоприятность доломитов во многом обусловлена их физико-механическими свойствами: они, как правило, более хрупкие и более пористые и, следовательно, более проницаемые для гидротермальных растворов.

Наличие в толще доломитов горизонтов с различной пористостью способствовало накоплению ртутных руд в наиболее проницаемых из них, особенно в участках, экранированных горизонтами малопроницаемых пород.

В условиях низкотемпературного рудного процесса фактор пористости в ряде случаев является, по-видимому, основной причиной размещения ртутного оруденения в породах различного состава (доломит-кислая дайковая порода).

О КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ЗАВИСИМОСТЯХ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ РУДНЫХ ТЕЛ НА РТУТНО-СУРЬМЯНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Рассматриваемое месторождение относится к типу низкотемпературных. Ртутно-сурьмяное и флюоритовое оруденение локализуется в джаспероидах и терригенных породах и контролируется дизъюнктивными нарушениями северо-восточного направления в сочетании со складками. Рудные тела имеют в основном небольшие объемы (500—700 м³) и относятся к секущему и гнездовому типам. Локальные скопления образуют киноварь, антимонит, арсенопирит, а на некоторых участках флюорит. Руды разделяются на мономинеральные ртутные, комплексные ртутно-сурьмяные и мышьяковые.

Нами рассматривается частный вопрос: изучение корреляционных зависимостей между параметрами оруденения (мощность рудных тел и содержание металла, мощность джаспероидов и содержание ртути) и различными типами минерализации (ртуть и сурьма, ртуть и флюорит). В качестве исходных данных для обработки послужили результаты опробования по многочисленным разведочным пересечениям, пройденным за время разведки и эксплуатации месторождения. По каждому пересечению взяты усредненные значения параметров (среднее содержание вычислено как среднее взвешенное на длины кондиционных проб; мощность рудных тел, пересеченных выработкой, равна прессованной мощности рудных интервалов). Обработка данных произведена на ЭВМ «Минск-14».

Известно, что мерой линейной зависимости между случайными величинами x и y является коэффициент корреляции r . Чем ближе коэффициент корреляции к единице, тем больше сила линейной связи (прямой или обратной). Были вычислены следующие характеристики: средние, эмпирические дисперсия (S^2) и момент связи μ_{xy} , коэффициенты корреляции (r) и регрессии (b). Кроме того, находилась ошибка коэффициента корреляции $S_r = \pm \frac{1-r^2}{\sqrt{n}}$. Результаты исследования приведены в табл. 51. Все значения коэффициентов корреляции (0,14; 0,07; 0,19; —0,08; 0,18; 0,25; —0,06; 0,32) оказались незначительными, т. е. нельзя говорить о надежной линейной связи. Кривые регрессии во всех случаях отличны от прямолинейного вида.

Оценить связь независимо от ее формы можно по методике, основанной на теории информации (Вистелиус, 1964). Оценки эти численно равны коэффициентам корреляции при нормальной корреляционной поверхности и называются информационными коэффициентами корреляции $r_1(x, y)$. Очевидно, что если ρ — выборочный аналог r , то $0 \leq \rho \leq 1$ и достигает единицы только при функциональной связи для любого вида функции распределения. При этом ρ при нормальных распределениях совпадает по значению с обычным коэффициентом корреляции. Так

**Корреляционная зависимость между параметрами оруденения
и различными типами минерализации**

Исследованные параметры	<i>n</i>	<i>S</i> ²	<i>ρ_{xy}</i>	<i>r</i>	<i>b</i>	<i>S_r</i>
Содержание ртути Мощность рудных тел*	542	0,14 3,03	0,09	0,14	0,03 0,66	0,42
Содержание ртути Мощность рудных тел (оруденение в джаспероидах)	206	0,49 8,05	0,14	0,07	0,02 0,03	0,36
Содержание ртути Мощность рудных тел (оруденение в терригенных породах)	46	0,03 67,5	0,28	0,19	0,004 8,66	0,14
Содержание ртути Мощность джаспероидов*	527	0,70 1292	-2,48	-0,08	0,03 0,16	3,41
Содержание ртути Содержание сурьмы*	36	0,05 3,80	0,08	0,18	0,02 0,16	0,16
Содержание ртути Содержание флюорита	36	0,02 32,42	0,23	0,25	0,07 0,09	0,16
Содержание ртути Содержание флюорита (по одному из участков)	169	0,44 50,49	-0,30	-0,06	0,06 0,05	0,08
Содержание флюорита Мощность рудных тел*	41	30,01 90,22	16,87	0,32	0,02 0,55	0,14

* В целом по месторождению.
n — количество исходных данных

Таблица 52

**Обычные и информационные коэффициенты
корреляции по основным параметрам
рудных тел**

Исследуемые параметры	<i>r</i>	<i>R</i>	<i>r₁</i>
Содержание ртути и мощность рудных тел*	0,14	0,42	0,44
Содержание ртути и мощность рудных тел (оруденение в джаспероидах)	0,07	0,78	0,79
Содержание ртути и мощность рудных тел (оруденение в терригенных породах)	0,19	0,83	0,87
Содержание ртути и мощность джаспероидов*	-0,08	0,29	0,34
Содержание ртути и сурьмы*	0,18	0,79	0,82
Содержание ртути и флюорита*	0,25	0,35	0,46
Содержание ртути и флюорита (по одному из участков)	-0,06	0,69	0,71
Содержание флюорита и мощность рудных тел*	0,32	0,83	0,87

* В целом по месторождению.

как ρ — это смещенная и асимптотическая оценка, то необходимо вводить поправку (Vistelius, 1966).

Для установления существования связи выдвигается гипотеза H_0 (Ван дер Варден, 1960) о наличии связи между исследуемыми параметрами в общем виде (без уточнения формы связи). Альтернативной является гипотеза H_1 об отсутствии связи.

Результаты исследования сведены в табл. 52. Из нее видно, что корреляционные связи между содержанием ртути и мощностью рудных тел на участках с оруденением в джаспероидах, содержанием ртути и мощностью рудных тел (оруденение в терригенных породах), содержанием ртути и сурьмы (в целом по месторождению), содержанием ртути и флюорита по

одному из участков месторождения, содержанием флюорита и мощностью рудных тел (в целом по месторождению) сильны и приближаются к функциональным. Из остальных информационных коэффициентов корреляции сомнительными являются коэффициенты между содержанием ртути и мощностью рудных тел в целом по месторождению и содержанием ртути и мощностью джаспероидов, а также коэффициент корреляции между содержанием ртути и содержанием флюорита в целом по месторождению, так как абсолютные значения информационных коэффициентов корреляции, вычисленные с поправкой (R), ниже 0,5.

Таким образом, по информационным коэффициентам корреляции устанавливается наличие корреляционной зависимости между исследуемыми параметрами, в то время как по обычным коэффициентам корреляции эти связи пропускаются, т. е. допускается ошибка второго рода относительно гипотезы H_0 .

Установлено, что между мощностью рудных тел и содержанием в них рудных компонентов на участках, в которых оруденение локализуется в джаспероидах и в терригенных породах, имеется надежная прямая связь. Отсутствие корреляции между ртутью и флюоритом свидетельствует о разновременности их отложения. Этот вывод подтверждается данными проведенных на месторождении минералогических исследований. Наличие корреляции между содержанием ртути и сурьмы может указывать на их близко одновременное отложение.

К МЕТОДИКЕ РАЦИОНАЛЬНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА, ПЛАТИНЫ, ПАЛЛАДИЯ И РОДИЯ В ПРИРОДНЫХ СОЕДИНЕНИЯХ

Существующие в настоящее время общепринятые методики комплексного пробирно-спектрального определения золота и платиноидов (Pt, Pd, Rh) в рудах и минералах требуют значительного количества материала высокой чистоты (минимальная навеска 5 г). При детальном исследовании комплексных месторождений (золото-сульфидных, золото-теллуридных и др.) выделение мономинеральных проб связано со значительными трудностями. Очень часто отобрать такое количество чистого вещества бывает просто невозможно.

В последние годы в золото-колчеданных месторождениях Средней Азии в очень незначительных количествах обнаружена платино-палладиевая минерализация (Тимофеева, Андреев, 1966; Уклонский и др., 1965), представленная спёррилитом, куперитом, порпечитом, минералом типа поликсена и потаритом. Размер зерен минералов обычно не превышает 1 мм. Выделить их в навесках, достаточных для обычного пробирно-спектрального анализа, практически невозможно. В связи с этим встал вопрос о разработке методики отдельного определения золота и платиноидов из малых навесок — меньше 100 мг. Разработка методики проводилась на образце порпечита (Au Pd) из золото-колчеданных руд скарнового месторождения. Размер выделения не превышал 0,8 мм. Зерно минерала было подвергнуто рентгенометрическому анализу, затем вмонтировано в полистироловый брикет, после чего для него были определены отражательная способность (68%), оптические свойства и микротвердость $\left(\frac{66-80}{68} \text{ кгс/мм}^2\right)$.

Извлеченное из полистирола зерно имело вес 0,98 мг, и дальнейшие определения элементов велись из указанной навески. Спектральным анализом в порпечите обнаружено: Cu 0,01%; Bi 0,01%; Ti

0,001%; Ag > 1%. Такие содержания примесей не влияют на точность определения палладия.

Принятая нами методика раздельного определения золота и элементов платиновой группы заключается в следующем. Исходная навеска в 0,98 мг коупелировалась, затем растворялась в азотной кислоте. Количество перешедшего в раствор палладия и серебра составило 44,9%. Затем отфильтрованный нерастворимый остаток, содержащий золото, платину, родий, висмут и медь, сплавлялся и исследовался под бинокляром и рентгенометрически. Оказалось, что заметно изменились как его свойства, так и структура полученного вещества. Образец стал хрупким, довольно твердым и приобрел желтовато-розовый цвет (ранее минерал был соломенно-желтый). С поверхности королек покрылся коричневатой-черной пленкой. По сравнению с исходной рентгенограммой для него характерно усиление линий 0,935; 0,911 и 0,831 (табл. 53). Вероятно, полученный королек является интерметалличе-

Таблица 53

Рентгенометрический анализ порпечита и нерастворимого остатка после отделения палладия и серебра

Порпечит		Нерастворимый остаток		Золото. Эталон 5. (Михеев, 1957)		Порпечит		Нерастворимый остаток		Золото. Эталон 5. (Михеев, 1957)	
<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
6	(2,56)	4	(2,58)	—	—	—	—	1	1,151	—	—
10	2,32	10	2,35	10	2,35	2	(1,033)	2	(1,033)	—	—
4	(2,224)	2	(2,26)	—	—	2	1,018	4	1,018	3	1,016
9	2,011	8	2,03	9	2,03	1	(1,009)	2	(1,007)	—	—
—	—	1	1,874	—	—	—	—	3	0,978	—	—
—	—	1	1,687	—	—	9	0,933	10	0,935	7	0,933
3	(1,580)	3	(1,590)	—	—	—	—	3	0,919	—	—
9	1,432	9	1,442	8	1,437	8	0,910	10	0,911	7	0,909
2	1,352	4	(1,364)	—	—	1	0,867	4	0,867	—	—
1	(1,297)	1	1,305	—	—	9ш	0,833	10	0,831	4	0,830
10	1,226	10	1,230	9	1,226	—	—	3	0,823	—	—
7	1,171	6	1,177	5	1,173	—	—	—	—	4	0,783

Условия съемки: Си=излучение; D=51,3 мм; d=0,4 мм; 40 кв; 4 та.

ским соединением золота и элементов платиновой группы. Далее тщательно взвешенный королек (0,54 мг) был подвергнут пробирно-спектральному анализу, который установил в сплаве 18,21% платины и отсутствие родия. По разности полученных сумм было высчитано содержание золота, равное 36,89%.

Таким образом, предлагаемым здесь методом из первоначальной навески в 0,98 мг природного порпечита были определены последовательно составляющие его элементы: золото, платина и палладий. При этом состав минерала оказался следующим: Au 36,89%; (Pd, Ag) 44,9%; Pt 18,21; сумма висмута, меди и титана не превысила 0,02%.

Предложенный метод рационального определения золота и элементов платиновой группы может быть применен при детальном изучении месторождений, в которых данные соединения находятся в очень небольших количествах и выделение их сопряжено с большими трудностями.

ДЕТАЛЬНАЯ ГРАВИРАЗВЕДКА ПРИ ПОИСКАХ СКРЫТЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ТЕЛ НА КАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Канское месторождение расположено в северных предгорьях гор Катрантау и залегает среди серпентинитов, представляющих собой глубокометаморфизованные перидотиты. Резко подчиненное значение имеют другие породы основного, среднего, кислого и щелочного состава. Они вытянуты узкой полосой в широтном направлении более чем на 26 км. Канский массив ультраосновных пород размещен в крупном региональном Северо-Катранском разломе, отделяющем Карача-тырскую зону прогиба от зоны Высоких предгорий Алая.

Рудные тела месторождения различны по форме, имеют сравнительно небольшие размеры и приурочены как к блокам осадочных пород, так и к серпентинитам. Оруденение сопровождается интенсивной баритизацией. Г. Г. Кравченко (1961) считает, что образование свинцово-цинковых руд происходило одновременно с выделением барита и кальцита. На восточном фланге участка Тохмат-Дангыз в небольшом ксенолите сланцевых брекчий среди обширного поля серпентинитов выявлена жила барита с гнездами и жилообразными выделениями сульфидов. Ряд подобных жил установлен и на других участках. Основная масса барита (не менее 95%) отложилась в пределах рудных тел. В барите постоянно содержатся гнезда и неправильные жилообразные обособления сульфидов. Зоны баритизации по своим размерам, как правило, значительно больше рудных тел.

Горные породы на месторождении по плотности можно подразделить на три группы (рис. 48): легкие, средней плотности и тяжелые. К легким относятся маломощные, слабо уплотненные песчано-глинистые отложения, распространенные в верхней части разреза. Их плотность изменяется от 1,7 до 2,3 г/см³. Породы средней плотности — это известняки, крепкие песчаники и конгломераты. Плотность их в среднем 2,3 г/см³. К тяжелым породам относятся массивные известняки, доломиты, а также различные метаморфизованные магматические породы. Их плотность в среднем 2,65 г/см³. Наименьшая плотность (2,56 г/см³) у серпентинитов, наибольшая — у барита (4,0 г/см³) и баритизированных пород (3,0 г/см³). Таким образом, разность плотностей между баритизированными породами в околорудном пространстве и вмещающими осадочными породами и серпентинитами составляет 0,33 г/см³. Такая разница в плотностях является вполне достаточной для постановки гравirazведки с целью поисков скрытых зон баритизации.

Геофизические исследования на Канском месторождении методами электроразведки (ВЭЗ, ВП, индукция, профилирование), магнито- и гравirazведки проводятся с 1951 г. Основная задача их заключалась в выяснении возможностей каждого из перечисленных методов при поисках скрытых рудных тел. Гравirazведка проводилась на участке Тохмат-Дангыз по сети 100×40 м. Среднеквадратическая погрешность аномалий составила ±0,15 мгл. В результате этих исследований был сделан вывод о низкой эффективности этого метода.

При проведении тематических исследований по обобщению геофизических материалов в пределах северных предгорий Алайского хребта вновь обработаны и повторно интерпретированы материалы гравirazведки. Для выяснения характера и интенсивности гравитационных аномалий над зонами баритизации проведены теоретические расчеты кривых. На рис. 49 показано изменение интенсивности гравитационных аномалий в зависимости от глубины залегания зоны баритизации. При расчетах были приняты следующие значения плотностей пород рудной баритизированной зоны и вмещающих серпентинитов. Плотность

На первом этапе повторной интерпретации были введены поправки за гравитационное влияние рельефа местности в радиусе до 10 км. Поправки определялись с помощью электронно-счетной машины. Суммарная погрешность определения поправок за влияние рельефа складывается из погрешностей метода (приближенного интегрирования), интерполяции и неточности определения высот по карте и не превышает $\pm 0,04$ мгл. Она определялась путем сопоставления результатов по ряду точек, полученных способом Лукавченко, и вычислением на ЭВМ. Плотность масс, слагающих рельеф, принималась равной $2,67 \text{ г/см}^3$. Проведенные вычисления показали, что топографические поправки по этому участку, как правило, невелики и изменяются от нуля до $0,5-0,6$ мгл. Тем не менее введение поправок на влияние рельефа необходимо, поскольку максимальная разница между аномальным и нормальным гравитационными полями составляет $1,5-2,5$ мгл.

После введения поправок на влияние рельефа были проведены следующие трансформации наблюдаемого гравитационного поля с построением карт локальных аномалий силы тяжести: 1) пересчет аномального поля в нижнее полупространство на уровне $0,5 \Delta$ (25 м), $1,0 \Delta$ (50 м), $2,0 \Delta$ (100 м); 2) осреднение наблюдаемых аномалий с радиусами осреднения $\sqrt{5 \Delta}$ (110 м), 5Δ (250 м) и $\sqrt{106 \Delta}$ (515 м); 3) вычисление вторых вертикальных производных. Кроме того, по первым двум пунктам определены соответствующие локальные значения. Вычисления проводились с помощью ЭВМ. В результате проведенных преобразований были построены карты локальных аномалий гравитационного поля и карта вторых производных. Сечение изолиний выбиралось, исходя из суммарной среднеквадратичной погрешности, и для карт, полученных осреднением, равнялось $0,5$ мгл, при пересчете аномального поля вниз — $2,0$ мгл и при пересчете в поле вторых производных — 20 Е .

Указанные преобразования позволили в верхней части палеозойской толщи выделить ряд локальных гравитационных аномалий (рис. 50). Две из выделенных аномалий расположены на площади, изученной бурением, и соответствуют известным рудным зонам, остальные аномалии лежат за пределами буровой разведки. Учитывая связь первых двух аномалий с известными рудными зонами и принимая во внимание теоретические расчеты, можно предположить, что остальные положительные аномалии также вызваны зонами баритизации. Различная интенсивность и размеры аномалий говорят, очевидно, о неодинаковых размерах и глубинах залегания аномалеобразующих объектов. Аномалии 2, 3 и 4 расположены в южной части участка и вытянуты в широтном направлении. Размеры их примерно одинаковые и состав-

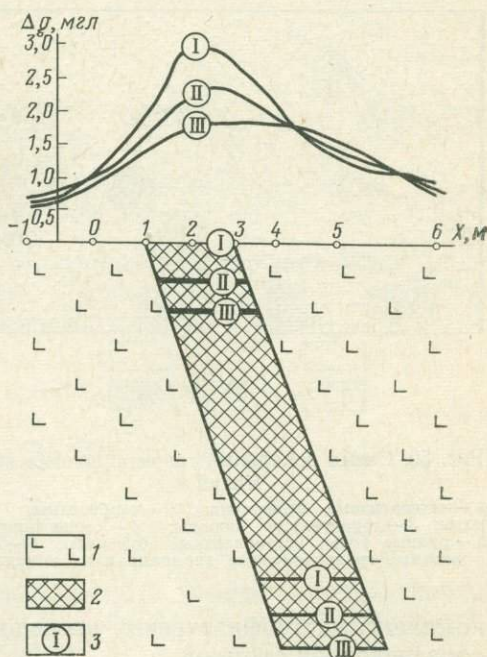


Рис. 49. Теоретические кривые Δg над наклонным пластом, ограниченным на глубине 1 — серпентиниты; 2 — рудная зона; 3 — кривые в зависимости от глубины залегания верхней кромки тела

ляют в длину 75—100 м при ширине 25—50 м. Наиболее четко эти аномалии проявляются на карте вторых производных силы тяжести и карте локальных аномалий силы тяжести, полученных при пересчете поля вниз на 100 м.

Самая крупная положительная аномалия 6 расположена на востоке участка. Она четко отмечается на всех гравиметрических картах. Ось аномалии протягивается с юго-запада на северо-восток, длина ее около 300 м, ширина 150 м; аномальное значение превышает величину нормального фона в 5—7 раз. Таким образом, на участке Тохмат-Дангыз заслуживают внимания аномалии 2, 3, 4 и в первую очередь № 6.

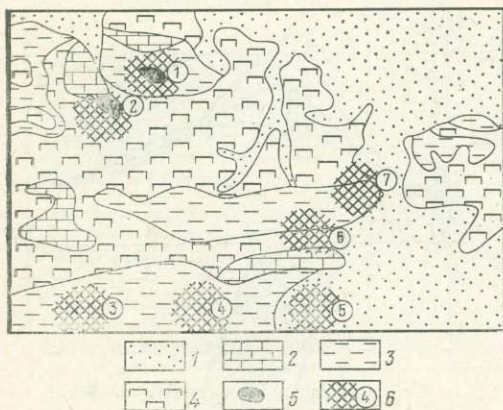


Рис. 50. Схема локальных гравитационных аномалий

1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатные породы; 3 — терригенные породы; 4 — серпентиниты; 5 — рудные зоны, установленные бурением; 6 — локальные гравитационные аномалии и их номера

Полученные на участке Тохмат-Дангыз результаты повторной интерпретации позволяют распространить вывод о возможности применения гравиразведки с целью поисков скрытых полиметаллических рудных тел на всю остальную площадь месторождения. К наиболее благоприятным и перспективным участкам можно отнести восточный фланг месторождения.

На основании полученных результатов рекомендуется проведение крупномасштабной высокоточной гравиметрической съемки по всему месторождению. Эта съемка должна проводиться на первом этапе комплексных геофизических исследований, попутно с детальной магниторазведочной съемкой.

В пределах рассматриваемого района отмечается связь не только свинцово-цинковых руд с баритом, но и ртутно-сурьмяных. Это позволяет предположить возможность прямых поисков ртутно-сурьмяного оруденения с помощью высокоточной крупномасштабной гравиразведки. Этот вопрос, однако, требует дальнейшего специального детального изучения.

О РАСЧЕТЕ МНОГОСЛОЙНЫХ КРИВЫХ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ (ВЭЗ) С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ МАШИНЫ

Основой для интерпретации кривых вертикального электрического зондирования являются, как правило, теоретические кривые ВЭЗ, рассчитанные для определенных соотношений параметров разреза и собранные соответствующим образом в палетки. Несмотря на значительное число имеющихся в настоящее время теоретических кривых, их количество не может охватить все практические нужды, возникающие при интерпретации данных электроразведки в конкретном геологическом районе. Существующие графические и упрощенные аналитические способы расчета кривых ВЭЗ являются очень неточными, что резко ограничивает их применение и заставляет обратиться к более строгим аналитическим методам. Это из-за сложности и громоздкости расчетов стало воз-

можным лишь благодаря использованию для этих целей быстродействующих электронно-вычислительных машин (ЭВМ).

К настоящему времени рядом исследователей (Ваньян, 1963; Шкабарня, 1964 и др.) разработаны алгоритмы и составлены соответствующие программы для расчета кривых ВЭЗ на ЭВМ. Тем не менее пути повышения экономической эффективности этих программ и точности расчетов еще далеко не исчерпаны. Результаты наших работ восполняют некоторый пробел в этом отношении. За основу взят способ интерполяции подынтегральной функции, предложенный Л. Л. Ваньяном.

Как известно, формула для расчета кажущегося сопротивления имеет вид

$$\rho_k = \rho_1 r^2 \int_0^{\infty} R(m) m I_1(mr) dm, \quad (1)$$

где ρ_1 — удельное электрическое сопротивление первого слоя;
 r — расстояние от источника до точки наблюдения;
 m — переменная интегрирования;
 R — функция от переменной интегрирования m , зависящая от параметров геоэлектрического разреза (удельного электрического сопротивления и мощностей пластов разреза);
 I_x — функция Бесселя.

Функция $R(m)$ определяется следующим образом:

$$R(m) = \text{cth} \left\{ mh_n + \text{arcth} \frac{\rho_{n-1}}{\rho_n} \text{cth} \left[mh_{n-1} + \text{arcth} \frac{\rho_{n-2}}{\rho_{n-1}} \text{cth} \left(mh_{n-2} + \dots + \text{arcth} \frac{\rho_1}{\rho_2} \right) \right] \right\}. \quad (2)$$

Для расчетов на ЭВМ $R(m)$ вычисляется в виде рекуррентной последовательности функций, причем $R_n(m) = 1$, $R_1(m) = R(m)$. В случае конечного сопротивления основания:

$$R_{n-1}(m) = \frac{1 - e^{-2mh_{n-1}} \frac{1 - \frac{\rho_{n-1}}{\rho_n} \cdot R_n(m)}{1 + \frac{\rho_{n-1}}{\rho_n} \cdot R_n(m)}}{1 + e^{-2mh_{n-1}} \frac{1 - \frac{\rho_{n-1}}{\rho_n} \cdot R_n(m)}{1 + \frac{\rho_{n-1}}{\rho_n} \cdot R_n(m)}}. \quad (3)$$

При бесконечном сопротивлении основания отношение $\frac{\rho_{n-1}}{\rho_n} \rightarrow 0$, поэтому формула (3) имеет несколько иной вид. Можно ограничиться лишь выражением (3), так как считающееся практически бесконечным сопротивление отдельных горизонтов имеет все же конечное, хотя возможно и весьма большое сопротивление.

Данный в работах Л. Л. Ваньяна анализ характера поведения функции $R(m)$ показывает, что она резко изменяется при малых значениях m и весьма ограничено при больших. При $m \rightarrow \infty$ функция $R(m) \rightarrow 1$, при $m \rightarrow 0$ $R(m) \rightarrow \frac{\rho_n}{\rho_1}$, если $\rho_n \neq \infty$ и $R(m) \rightarrow \frac{1}{m \rho_1}$, если $\rho_n = \infty$.

Интеграл в формуле (1) не может быть взят в конечном виде, что заставляет искать приближенные способы его вычисления, в частности, следующий.

Вычтем из подынтегральной функции $R(m)$ ее предельное значение и прибавим его же к выражению (1):

$$\rho_k = \rho_1 r^2 \int_0^{\infty} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm + \rho_1 r^2 \int_0^{\infty} m I_1(mr) dm. \quad (4)$$

Так как по формуле Вебера — Лифшица $\int_0^{\infty} m I_1(mr) dm = \frac{1}{r^2}$, то выражение (1) примет вид:

$$\rho_k = \rho_1 \left\{ 1 + r^2 \int_0^{\infty} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm \right\}. \quad (5)$$

Быстрое приближение функции $R(m)$ к асимптотическому значению, равному единице, позволяет заменить бесконечный верхний предел интеграла в выражении (5) конечным практически без потери точности. Как показывают расчеты Л. Л. Ваньяна, этот предел можно ограничить $m_k = 8$. В этом случае

$$\rho_k = \rho_1 \left\{ 1 + r^2 \int_0^{m_k} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm \right\}. \quad (6)$$

Непосредственное вычисление интеграла в формуле (6) осложнено, во-первых, резко осциллирующим характером функции Бесселя и, во-вторых, резким изменением функции $R(m)$ при малых значениях m . В связи с этим интервал интегрирования разбивается на два отрезка, внутри которых используются различные методы интегрирования. Тогда

$$\rho_k = \rho_1 \left\{ 1 + r^2 \int_0^{m_0} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm + r^2 \int_{m_0}^{m_k} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm \right\}. \quad (7)$$

Как известно, полупериод осцилляции функции Бесселя около нуля примерно равен π , поэтому при $mr \leq 1$ подынтегральное выражение будет сравнительно плавно меняющейся функцией, что позволяет применить до этого предела численные методы интегрирования. Нами выбран как наиболее точный метод Гаусса.

Для вычисления интеграла в пределах $[m_0, m_k]$ указанный интервал разбивался на ряд отрезков $[m_i, m_{i+1}]$, в пределах каждого из которых функция $[R(m) - 1]$ аппроксимировалась квадратным трехчленом

$$R(m) = f(m) \approx C_0 + C_1 m + C_2 m^2. \quad (8)$$

Точность подобной аппроксимации зависит главным образом от детальности разбивки отрезка $[m_0, m_k]$. Как показывают опытные расчеты (Шкабарня, 1964), точки m_i удобно брать не равномерно, а с шагом, увеличивающимся в геометрической прогрессии, что объясняется характером поведения функции $R(m)$ при различных m .

Коэффициенты квадратного трехчлена C_0 , C_1 и C_2 можно отыскать различными способами. Используем формулу Лагранжа:

$$\begin{aligned} C_0 &= \frac{m_0 m_1}{(m_{-1} - m_0)(m_{-1} - m_1)} \cdot f_{-1} + \frac{m_{-1} m_1}{(m_0 - m_{-1})(m_0 - m_1)} \cdot f_0 + \\ &\quad + \frac{m_{-1} m_0}{(m_1 - m_{-1})(m_1 - m_0)} \cdot f_1; \\ C_1 &= \frac{m_0 + m_1}{(m_{-1} - m_0)(m_{-1} - m_1)} \cdot f_1 - \frac{m_{-1} + m_1}{(m_0 - m_{-1})(m_0 - m_1)} \cdot f_0 - \\ &\quad - \frac{m_{-1} + m_0}{(m_1 - m_{-1})(m_1 - m_0)} \cdot f_1; \end{aligned} \quad (9)$$

$$C_2 = \frac{1}{(m_{-1} - m_0)(m_{-1} - m_1)} \cdot f_{-1} + \frac{1}{(m_0 - m_{-1})(m_0 - m_1)} \cdot f_0 + \\ + \frac{1}{(m_1 - m_{-1})(m_1 - m_0)} \cdot f_1,$$

где f_{-1} , f_0 и f_1 — значения функции $R(m)$ при m_{-1} , m_0 и m_1 .

Подставляя интерполяционный полином (8) во второй интеграл выражения (7), получим:

$$A = \int_{m_0}^{m_k} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm = \sum_{i=0}^n \int_{m_i}^{m_{i+1}} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm = \\ = \sum_{i=0}^n \left\{ C_0 \int_{m_i}^{m_{i+1}} m I_1(mr) dm + C_1 \int_{m_i}^{m_{i+1}} m^2 I_1(mr) dm + C_2 \int_{m_i}^{m_{i+1}} m^3 I_1(mr) dm \right\}. \quad (10)$$

Положив $mr = u$, приведем последнее равенство к виду

$$A = \sum_{i=0}^n \left\{ \frac{1}{r^2} C_0 \int_{u_i}^{u_{i+1}} u I_1(u) du + \frac{1}{r^3} C_1 \int_{u_i}^{u_{i+1}} u^2 I_1(u) du + \right. \\ \left. + \frac{1}{r^4} C_2 \int_{u_i}^{u_{i+1}} u^3 I_1(u) du \right\}. \quad (11)$$

Интегралы, входящие в формулу (11), берутся, как показано Л. Л. Ваньяном, в конечном виде

$$\int u I_1(u) du = -u I_0(u) + I_1(u) - I_{11}(u), \\ \int u^2 I_1(u) du = -u^2 I_0(u) + 2u I_1(u), \quad (12)$$

$$\int u^3 I_1(u) du = u(3 - u^2) I_0(u) + 3(u^2 - 1) I_1(u) + 3I_{11}(u),$$

где $I_0(u)$ и $I_1(u)$ — функции Бесселя первого рода нулевого и первого порядков;

$I_{i-1}(u) = \int_u^\infty \frac{1}{x} I_1(x) dx$ — интегральная функция Бесселя.

Перейдем к описанию вычислительной схемы. Начальный разнос r взят равным $(\sqrt{2})^{-3}$. Каждый последующий шаг больше предыдущего в $\sqrt{2}$ раза. Значения переменной интегрирования m взяты также в геометрической прогрессии. Практические расчеты показали, что наиболее оптимальным для m является шаг, равный $\sqrt[4]{2}$. Выбранные соотношения m и r резко упрощают вычислительную схему, так как количество произведений mr становится весьма ограниченным.

Собственно расчеты ρ_k состоят из нескольких вычислительных блоков.

Первый блок — интегрирование по Гауссу выражения

$$\int_0^{m_0} [R(m) - 1] m I_1(mr) dm.$$

Последнее выражается в виде суммы двух интегралов $\int_0^{m_{0/2}} + \int_{m_{0/2}}^{m_0}$, в пределах каждого из них подсчитываются значения по пяти гауссовским точкам. При совпадении (с заданной точностью) значений $\int_0^{m_0}$ и $\int_0^{m_{0/2}} + \int_{m_{0/2}}^{m_0}$ процесс считается законченным. В противном случае уже $\int_0^{m_{0/2}}$

представляется в виде суммы двух интегралов и процесс вычисления повторяется таким образом до достижения требуемой точности. Указанная операция проводится для каждого разнosa r . Значительным за-

труднением при этом является необходимость либо многократного вычисления функции Бесселя, либо хранения в памяти ЭВМ большой таблицы этих значений. Однако все значительно упрощается, если использовать указанное соотношение m и r . В этом случае мы получаем весьма ограниченное количество аргументов mr , для которых функция Бесселя вычисляется заранее.

Второй блок — вычисление второго интеграла формулы (7). Как уже указывалось, для каждого разнosa r пределы интегрирования увеличиваются последовательно на $\sqrt[4]{2}$, т. е. длина каждого отрезка ограничена $[m_i - \sqrt[4]{2m_i}]$. На каждом таком интервале функция $[R(m) - 1]$ аппроксимируется квадратным трехчленом. Вычисление коэффициентов C_0 , C_1 и C_2 резко упрощается, если положим $m_0 = \sqrt[8]{m-1}$ и $m_1 = \sqrt[4]{m-1}$.

Упростим формулу (9), обозначив коэффициенты при f через a_1, a_2, \dots, a_9 .

$$\begin{aligned} C_0 &= a_1 f_{-1} + a_2 f_0 + a_3 f_0 + a_3 f_1, \\ C_1 &= a_4 f_{-1/m_{-1}} + a_5 f_{0/m_{-1}} + a_6 f_{1/m_{-1}^2}, \\ C_2 &= a_7 f_{-1/m_{-1}^2} + a_8 f_{0/m_{-1}^2} + a_9 f_{1/m_{-1}^2}. \end{aligned}$$

Тогда достаточно рассчитать коэффициенты a_1, \dots, a_9 заранее лишь один раз, а в дальнейшем выбирать их из соответствующей таблицы. Более того, используемые соотношения m и r позволяют ограничить расчеты коэффициентов C_0, C_1 и C_2 лишь для интервала от $m = (\sqrt{2})^{-20}$ до $m = (\sqrt{2})^6$, что резко сокращает объем вычислительных работ. Для каждого разнosa r остается лишь выбрать соответствующие значения коэффициентов и подсчитать значения интегралов по формуле (11). При этом в силу тех же условий отпадает необходимость в многократных расчетах I_0, I_1 и I_{i1} . Достаточно рассчитать их заранее для аргументов от 1 до $(\sqrt{2})^{26}$ с шагом $\sqrt[4]{2}$, а в дальнейшем использовать только таблицу этих значений. Вычисление $I_0(x), I_1(x)$ и $I_{i1}(x)$ производилось по специально составленной программе.

В соответствии с изложенной вычислительной схемой программа для расчета теоретических кривых ВЭЗ на ЭВМ М-20 состоит из ряда блоков. Не останавливаясь на подробной работе каждого блока, укажем лишь общий ход вычислений.

Для каждого разнosa r производится вычисление интеграла по схеме Гаусса до достижения точности $\epsilon \leq 0,001$, после чего результаты вычислений запоминаются в определенных ячейках оперативной памяти. Затем происходит вычисление второго интеграла формулы (7). При этом коэффициенты C_0, C_1, C_2 , а также $I_0(u), I_1(u), I_{i1}(u)$ просто выбираются из таблиц. Полученные значения первого и второго интегралов формулы (7) складываются, и после ряда простых преобразований результаты выдаются на печать. Программа работает с библиотекой № 61, все требуемые таблицы расписаны в машинном коде и не требуют перевода в двоичную систему. Оперативная память машины занята программой и таблицами всего лишь на $1/5$, что позволяет не обращаться к дополнительным запоминающим устройствам, требующим много машинного времени. Для работы программы задаются параметры ρ_i и h_i , количество которых практически не ограничено. Результаты ρ_k выдаются в системе координат $\rho_k/\rho_1; r/h_1$, в порядке от $\rho_{r_{\min}} = (\sqrt{2})^{-3}$ до $\rho_{r_{\max}} = (\sqrt{2})^6$ с шагом $\sqrt{2}$. Оценить точность расчетов аналитически, к сожалению, не представляется возможным. Сравнение полученных результатов с значениями, рассчитанными

ми другими методами, позволяет думать, что погрешность не превышает 1%. Для примера в табл. 54 приведены результаты расчета контрольной кривой в сопоставлении с другими методами.

В заключение укажем экономическую эффективность составленной программы. Если по ранее составленным программам машинное время расчета одной многослойной кривой ВЭЗ исчисляется десятками минут, то по приведенной оно не превышает 10 с, даже в случае весьма сложного геоэлектрического разреза. Это позволяет не только шире использовать многочисленные расчеты кривых ВЭЗ, но и перейти к исследованиям по решению обратной задачи электроразведки различными интегральными методами.

Таблица 54
Сопоставление расчетов ρ_K

r/h_1	ρ_K		По Л. Л. Ваньяну		По предлагаемой программе	
	ρ_1 точное	ρ_K	ρ_K	$\Delta\rho_K, \%$	ρ_K	$\Delta\rho_K, \%$
			ρ_1	ρ_K	ρ_1	ρ_K
$(\sqrt{2})^{-1}$	1,06	1,06	0,0	1,06	0,0	
$(\sqrt{2})^0$	1,14	1,15	0,9	1,14	0,0	
$(\sqrt{2})^1$	1,31	1,33	1,5	1,31	0,0	
$(\sqrt{2})^2$	1,62	1,65	1,9	1,62	0,0	
$(\sqrt{2})^3$	2,11	2,15	1,9	2,11	0,0	
$(\sqrt{2})^4$	2,80	2,84	1,4	2,80	0,0	
$(\sqrt{2})^5$	3,69	3,75	1,6	3,69	0,0	
$(\sqrt{2})^6$	4,81	4,89	1,6	4,81	0,0	
$(\sqrt{2})^7$	6,15	6,24	1,5	6,14	0,16	
$(\sqrt{2})^8$	7,66	7,78	1,6	7,65	0,13	
$(\sqrt{2})^9$	9,28	9,41	1,4	9,26	0,21	
$(\sqrt{2})^{10}$	10,87	11,03	1,5	10,85	0,18	
$(\sqrt{2})^{11}$	12,33	12,50	1,4	12,31	0,16	
$(\sqrt{2})^{12}$	13,54	13,72	1,3	13,52	0,15	
$(\sqrt{2})^{13}$	14,49	14,64	1,0	14,44	0,34	

$$\left(\frac{\Delta\rho_K}{\rho_K}\right)_{\text{ср}} = 1,4\% \quad \left(\frac{\Delta\rho_K}{\rho_K}\right)_{\text{ср}} = 0,09\%$$

Параметры разреза: $\rho_1=1, \quad h_1=1,$
 $\rho_2=4, \quad h_2=1,$
 $\rho_3=16.$

Условия радиопросвечивания позволяет исключить проходку части горных выработок и тем самым снизить затраты на поисковые и разведочные работы.

Результаты исследований, выполненных сотрудниками САИГИМС на группе рудных месторождений, свидетельствуют о том, что экономический эффект при использовании метода радиоволнового просвечивания определяется двумя видами экономии — прямой и косвенной.

Прямая экономия является результатом сокращения объема горно-буровых работ в связи с разрежением разведочной сети. Косвенная экономия достигается за счет полноты отработки месторождения, а следовательно, и повышения рентабельности и срока действия горнорудного предприятия. Этот вид экономии, несмотря на его большое значение, в настоящее время не поддается учету и может быть приближенно определен только после отработки месторождений, на которых радиопросвечивание применялось на всех стадиях изучения и эксплуатации.

На некоторых месторождениях оптимальные расстояния между горными выработками превышают дальность просвечивания, удовлетворяющую требованиям метода. В этом случае имеет место только косвенная экономия. С таким положением, в частности, пришлось столкнуться при проведении опытно-производственных исследований по радиопросвечиванию на месторождениях Тетюхинской группы. Расстояние между горными выработками здесь обычно незначительно меньше или даже превышает оптимальное расстояние просвечивания. Густая сеть выработок встречается редко и только на участках, несущих промышленное оруденение. В подобных случаях количество разведочных пересечений и расстояние между ними обоснованы необходимостью уточнения количественной и качественной характеристики рудных тел. Поэтому разрежение разведочной сети на таких участках, при условии применения радиоволнового просвечивания, является нецелесообразным.

На большинстве рудных месторождений оптимальная дальность просвечивания позволяет разрезать разведочную сеть. На Кансайском месторождении, исследованном с помощью радиопросвечивания, были выполнены опытные расчеты экономической эффективности метода. Принятое на этом месторождении расстояние между разведочными пересечениями составляет 20—40 м. Оптимальное расстояние просвечивания, установленное на основании опытно-производственных работ для геолого-физических условий Канса, определяется в 50 и 80 м (соответственно в темно-серых и светло-серых разностях известняков). Оптимальная дальность просвечивания допускает разрежение разведочной сети вдвое. Однако принимая во внимание, что часть горных выработок необходимо пройти для проверки полученных аномалий или для обеспечения необходимой достоверности разведки, сокращение объема горно-буровых работ будет значительно меньше. По двум горизонтам месторождения (штольни 40 и 42) был проведен анализ расположения горных выработок с целью исключения части из них при условии применения радиопросвечивания. В результате разрежения сети горных выработок получены следующие данные.

Сметная стоимость проходки 1 пог. м горных выработок в условиях Кансайского месторождения составляет 55 руб., скважин — 10 руб. 77 коп. На весь объем горно-буровых работ по штольням 40 и 42 затраты составляют 152 215 руб. Из этой суммы следует исключить расходы на выполнение работ по радиопросвечиванию.

Основываясь на опыте работ САИГИМСа, норма выработки по радиопросвечиванию на одну бригадо-смену 100 физических точек¹. При расстоянии 2,5 м между пикетами в горных выработках и 1,0 м в скважинах протяженность профилей наблюдения соответственно составит 250 и 100 пог. м, а общие затраты труда на весь объем работ по радиопросвечиванию 11,6 бригадо-смен. Состав бригады следующий: инженер-геолог — 0,25 чел.; оператор — 1,0 чел.; вычислитель — 1,0 чел.; рабочие — 2,0 чел.

Сметная стоимость одной бригадо-смены в среднем равна 40 руб. Соответственно стоимость работ по радиопросвечиванию составит 464 руб. В итоге снижение затрат на выполнение горно-буровых работ определится в сумме 17 490 руб., или 11,5% от их сметной стоимости.

В целом по месторождению экономический эффект будет иметь несколько меньшее значение, порядка 7—10%, в связи с тем, что часть горных выработок на горизонтах и между горизонтами, особенно на флангах месторождения, не может быть использована для просвечива-

¹ Нормы выработки взяты с учетом профилактического ремонта и настройки аппаратуры, камеральных работ, повторных и обратных ходов, просвечивания по одному и тому же профилю с разных стоянок передатчика.

ния, так как расстояния между этими выработками превышают максимальную дальность действия аппаратуры.

В заключение отметим, что организация службы по радиоволновому просвечиванию экономически целесообразна на предприятиях, где фронт горно-буровых работ обеспечивает ее полную занятость только поисково-разведочными работами или с учетом совмещения их с работами по геофизическому опробованию (если таковые применяются). В противном случае радиопросвечивание следует проводить по договорам с тематическими партиями геофизических экспедиций. Подобная форма совместной производственной деятельности горнорудного предприятия и геофизической разведочной организации в последнее время широко распространена и полностью себя оправдывает.

УДЕЛЬНЫЕ ЗАТРАТЫ НА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ ПО НЕКОТОРЫМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Удельные затраты на разведку показывают, какой объем основных видов работ и денежных средств затрачивается для выявления единицы запасов руды и металла. Уровень удельных затрат отражает условия разведки месторождений, различие природных, геологических особенностей и методических приемов, уровень техники, условия оплаты труда, организации работ и т. д.

Полиметаллические месторождения Средней Азии различаются по природным условиям и размерам, по форме и глубине залегания рудных тел, по методике и срокам разведки. Различаются они и по удельным затратам на разведку руды и основных металлов. Рассмотрим это на примере семи месторождений, характеристика которых приведена в табл. 55.

Таблица 55

Краткая характеристика месторождений

Масштаб месторождений	Номер месторождения	Формы рудных тел	Размеры рудных тел, м	Изменчивость содержания и мощности	Отношение длины по простиранию к ширине по падению	Глубина залегания, м
Очень крупные	1	Залежи, линзы, тела сложной формы	325×290	Переменные	1:0,8	До 900
	2	Пластовые, седловидные жилы, столбы	650×225	Выдержанные	1:0,3	До 500
Крупные	3	Линзы, жилы, пластообразные тела	230×155	Переменные	1:2,5	До 300
Средние	4	Пластообразные залежи	175×170	Переменные	1:1	До 800
	5	Жилы, столбы, линзы	17×200	Сильно переменные	1:2,5	До 300
Мелкие	6	Контактные залежи, столбы, линзы, гнезда	5×90	Переменные	1:3	До 400
	7	Столбы, линзы	60×160	Слабо переменные	1:5	До 550

В целом стоимость разведки руды оказалась наиболее низкой на крупных месторождениях и наиболее высокой на мелких. Если затраты на единицу запасов на мелких месторождениях принять за 100%, то

по очень крупным месторождениям они составят 10,9—15,6%; по крупным 16,6%; по средним 25,8—26,1%: по мелким 99,8—100%.

Однако разведанность этих месторождений разная: на одних месторождениях (№ 3, 6, 7) значительная часть запасов уже отработана, по другим (№ 2) только выявлены запасы категории C_1 и до начала эксплуатации требуется проведение детальной разведки. Сопоставлять можно только стоимость разведки одинаковой категории, а для этого необходимо установить затраты для каждой категории запасов в отдельности.

Отнести затраты на ту или иную категорию запасов можно исходя из задач, решаемых разведочными выработками. На рассматриваемых месторождениях основными способами разведки являлись буровые скважины, горные выработки, крупномасштабные геологические съемки и поисковые маршруты. В зависимости от геологических особенностей и применяемой методики разведки изменялись соотношения объемов этих работ — на месторождениях № 3 и 4 преобладала буровая разведка, на месторождениях № 5 и 7 горная, а на № 1, 2, 6 — сочетание горной и буровой.

Затраты на основные виды работ составили от 50 до 85,3%, в среднем — 59,05%. Из них 37,5% приходится на буровые работы, 13,9% — на подземные горные, 3,8% на подземное бурение, 3,15% на поверхностные горные работы и 0,7% на геологическую съемку. Затраты на неосновные виды работ включают затраты на сопутствующие виды работ, т. е. непосредственно связанные с производством основных видов работ (с бурением связана постройка и переноска вышек, с горными — крепление выработок, устройство подъездных путей и др.). Сюда же отнесены затраты на опробование и химико-аналитические работы, камеральные, тематические и специальные исследования. Затраты на прочие виды работ включают проектно-сметные, организационные и транспортные, а также временное строительство, полевое довольствие и прочие расходы.

Затраты на сопутствующие виды работ составили от 4,9 до 20,9%, а на прочие от 9,3 до 29,1%. Доля этих затрат в значительной мере зависит от того, ведется ли разведка геологической организацией или эксплуатирующим горным предприятием. В последнем случае доля затрат на неосновные виды работ значительно ниже, особенно по группе прочих видов работ.

В соответствии с предложенной П. А. Шехтманом (1963) группировкой геологоразведочных работ по типам разведки выделены: поисковая разведка, предварительная, детальная и рудничная. Были определены объемы основных видов работ по каждому типу разведки и ориентировочно подсчитаны затраты. В зависимости от того, какие задачи ставились перед разведкой в различные периоды, преобладали поисковые работы, предварительная и детальная разведка.

По рассматриваемым месторождениям поисковая разведка заключалась в прослеживании рудных тел и зон на дневной поверхности и на глубину до одного горизонта, в изучении рудоконтролирующих структур и в выявлении общих перспектив месторождения. Эти работы производились на протяжении всех лет, начиная с первых поисковых маршрутов и кончая стадией эксплуатации, даже усиливаясь при исчерпании разведанных запасов. Поисковая разведка велась с помощью бурения, проходки канав и шурфов, детальных и крупномасштабных геологических съемок и поисковыми маршрутами. Доля затрат на поиски колебалась от 3,5 до 51,2%.

Предварительная разведка заключалась в установлении контуров распространения минеральных тел и их общей характеристики: прослеживание оруденения на всей площади и на всю глубину, систематическое изучение оруденения, мощности рудных тел, содержания по-

лезных компонентов, степени окисления, условий залегания, технологических свойств руды. Основными способами разведки являлись бурение, подземные горные выработки и геологическая детальная съемка. Затраты на предварительную разведку составили от 9,4 до 75,5% общей суммы.

Детальная разведка велась с целью изучения морфологии рудных тел и установления характера выклинивания их на флангах месторождения, горнотехнических условий эксплуатации, изучения технологических свойств и получения всех данных, необходимых для составления технического проекта разработки и переработки минерального сырья. Основными видами работ при детальной разведке были подземные горные выработки и бурение. Она проводилась в основном попутно с добычей. Затраты на детальную разведку составили от 13,4 до 74,3% общей суммы.

Учтены затраты на рудничную разведку, которая производится только горными предприятиями при эксплуатации и заключается в оконтуривании рудных тел и уточнении границ карьера с целью корректировки и уточнения намечаемой схемы и плана отработки. Затраты по этим работам относятся на себестоимость добычи, но так как работы эти имеют разведочный характер, их следует учитывать в стоимости разведки.

Очевидно, на поиски очень крупных месторождений с крупными и выдержанными рудными телами затраты должны быть ниже, чем с мелкими, невыдержанными, распространяющимися на большую глубину. Фактически же доля каждого типа разведки зависела от ее направления и принятой методики. Прямой зависимости между количеством разведанных запасов и суммой затрат нет. Не всегда результатом разведочных работ бывает увеличение запасов, может быть и уменьшение в результате уточнения или изменения кондиций. Поскольку запасы выявляются всем комплексом работ, производимых на месторождении, удельные затраты на разведку определены по нарастающим итогам затрат и запасов и являются средними за все время разведки.

Движение запасов в процессе разведки представляет собой последовательный перевод запасов из низших категорий в высшие: каждая тонна запасов становится последовательно разведанной от категории C_2 до А или добытой частью запасов. Общее количество запасов, разведанных по каждой категории, определяется как расчетное количество из данных о состоянии запасов на дату подсчета (табл. 56).

Таблица 56

Движение запасов в процессе разведки

Категория запасов	Первый подсчет		Последующие подсчеты		
	Состояние на дату подсчета	Расчетное количество	Изменение за период	Состояние на конец периода	Расчетное количество
Всего по месторождению	P	P	$\pm P$	$P \pm P = P^1$	P^1
C_2	P_4	P	$\pm P_4$	$P_4 \pm P_4 = P_4^1$	P_4^1
C_1	P_3	$P - P_4$	$\pm P_3$	$P_3 \pm P_3 = P_3^1$	$P^1 - P_4^1$
В	P_2	$P - P_4 - P_3$	$\pm P_2$	$P_2 \pm P_2 = P_2^1$	$P^1 - P_4^1 - P_3^1$
А	P_1	$P - P_4 - P_3 - P_2$	$\pm P_1$	$P_1 \pm P_1 = P_1^1$	$P^1 - P_4^1 - P_3^1 - P_2^1$
Добытая часть	P_0	P_0	$\pm P_0$	$P_0 \pm P_0 = P_0^1$	P_0^1

Исходя из требований инструкции по подсчету запасов для каждого месторождения конкретно решается вопрос: данные какого типа разведки обеспечивают подсчет той или иной категории запасов.

Затраты по типам разведки распределяются на основе задач, решаемых данной выработкой в момент их заложения с последующим подсчетом метража этих выработок и стоимости проходки 1 м. Затраты на сопутствующие и прочие виды работ по типам разведки распределяются пропорционально основным видам, с которыми они связаны. В общем виде удельные затраты равны сумме всех затрат, деленной на сумму запасов.

Ежегодное наращивание затрат и изменение запасов отражается на средних удельных затратах, установленных на начало года. В соответствии с последовательностью перевода запасов из низших категорий в высшие учитываются и затраты. Удельные затраты на выявление конечного количества запасов, т. е. добытой части, будут слагаться из затрат на поиски, предварительную, детальную и рудничную разведку в той части, которая приходится на добытое количество запасов. Удельные затраты для запасов категории C_2 представляют собой частное от деления суммы затрат на поиски с начала работ на сумму всех запасов по месторождению, числящихся на данный момент, с учетом добытых к этому времени.

Удельные затраты для запасов категории C_1 слагаются из затрат на предварительную разведку, деленных на разницу между суммой всех запасов и количеством запасов, числящихся на данный момент по категории C_2 , плюс удельные затраты на выявление запасов категории C_2 .

Удельные затраты для запасов категорий $A+B$ рассчитываются делением суммы затрат на детальную разведку на количество выявленных запасов этих категорий (разница между суммой всех запасов по месторождению и количеством запасов категорий C_1 и C_2 на данный момент) плюс удельные затраты для категории C_1 . Удельные затраты на разведку добытой части запасов представляют собой сумму затрат на рудничную разведку, деленную на все количество добытых запасов с начала эксплуатации, плюс удельные затраты для суммы категорий $A+B$.

На рассматриваемых месторождениях (табл. 57) уровень удельных затрат по отдельным категориям запасов резко колеблется. Превышение наибольшей суммы затрат над наименьшей составляет: для категории C_2 в 36,6 раза, для C_1 в 29,2 раза, для суммы категорий $A+B$ в 7,6 раза и для добытой части запасов в 5,9 раза. Чем выше категория запасов, тем меньше разница в сумме удельных затрат.

Различие в природных условиях особенно сильно сказывается на удельных затратах на поиски: чем крупнее месторождение, тем ниже уровень затрат для категории C_2 . Поиски мелких и средних месторождений потребовали большей доли затрат, чем на другие типы разведок (до 51,2% общей суммы). Повышенные затраты на поиски поднимают уровень удельных затрат для остальных категорий запасов.

Для высоких категорий запасов большое значение имеет применяемая методика разведки. Оконтуривание мелких и сложных рудных тел (столбы, линзы, жилы) требует значительных объемов бурения и горных работ. Даже на крупном месторождении (табл. 57), но со сложной формой рудных тел и большой изменчивостью оруденения детальная разведка увеличивает удельные затраты в 13 раз, а на мелком месторождении со слабой изменчивостью содержания и мощности только в 1,7 раза (месторождение №7).

Уровень удельных затрат одних и тех же категорий колеблется в широких пределах даже по одному и тому же месторождению в различные периоды разведки. В табл. 58 показаны фактические соотношения удельных затрат для категорий C_2 и $A+B$ по отношению к C_1 . Удельные затраты для категории C_2 составляли от 0,05 до 0,7 и для категорий $A+B$ от 1 до 13,7 затрат для выявления запасов категории

Удельные затраты на разведку запасов руды по различным месторождениям

Удельные затраты	Номер месторождения						
	1	2	3	4	5	6	7
По типам разведки, %							
поисковая	12,8	32,8	29,3	16,7	49,1	22,5	51,2
предварительная	9,4	67,2	24,5	51,5	21,0	24,4	16,6
детальная	74,3	—	39,4	31,8	29,9	53,1	32,2
рудничная	3,5	—	6,8	—	—	—	—
На разведку единицы запасов							
Для категории С₂							
буровые работы, м	0,20	0,81	0,69	0,71	1,67	9,73	15,63
горные работы, м	—	—	—	—	0,07	—	2,19
денежные затраты, усл. ед.	14,05	51,72	49,07	43,55	129,53	226,79	515,29
Для категории С₁							
буровые работы, м	0,35	3,79	1,69	4,31	2,10	22,91	20,35
горные работы, м	—	0,31	—	0,09	0,29	1,31	3,94
денежные затраты, усл. ед.	24,70	270,01	90,43	199,98	195,44	596,61	721,81
Для категорий А+В							
буровые работы, м	3,29	Не разведывали	4,29	10,12	2,97	41,30	20,35
горные работы, м	0,75		0,42	3,42	1,63	17,59	10,62
денежные затраты, усл. ед.	320,21		232,62	732,08	436,34	1768,50	1217,02
Для добытой части запасов							
буровые работы, м	4,02	Не разведывали	7,92	10,12	2,97	41,30	20,35
горные работы, м	0,75		0,42	3,42	1,63	17,59	10,62
денежные затраты, усл. ед.	363,19		297,64	732,08	436,34	1768,50	1217,02
В целом по месторождению							
буровые работы, м	1,23	3,25	3,64	4,70	2,32	26,97	19,44
горные работы, м	0,21	0,15	0,19	0,59	0,69	8,32	7,99
денежные затраты, усл. ед.	109,72	157,48	167,33	260,77	263,75	1009,68	1007,18

Таблица 58

Соотношение стоимости разведки отдельных категорий запасов

Номер месторождения	В начале разведки	В период наибольшей интенсивности разведки	В среднем за время разведки
1	0,05 : 1 : 7,5	0,5 : 1 : 12,1	0,6 : 1 : 13,7
2	0,3 : 1 : 0	0,2 : 1 : 0	0,2 : 1 : 0
3	0,3 : 1 : 5,2	0,4 : 1 : 3,4	0,5 : 1 : 2,6
4	0,2 : 1 : 11,7	0,4 : 1 : 4,4	0,2 : 1 : 3,7
5	0,6 : 1 : 3,4	0,6 : 1 : 2,8	0,7 : 1 : 2,2
6	0,6 : 1 : 1	0,3 : 1 : 1,7	0,4 : 1 : 2,6
7	0,3 : 1 : 1,3	0,7 : 1 : 1,7	0,7 : 1 : 1,7

Примечание. Приведены соотношения стоимости разведки запасов категорий С₂ и С₁ к А+В.

С₁. Это свидетельствует о том, что единого для всех месторождений соотношения стоимости разведки отдельных категорий запасов и не может быть, поскольку в процессе работ условия разведки изменяются.

Причинами изменения удельных затрат в процессе разведки могут быть: изменение количества запасов, изменение затрат объемов основных видов работ, изменение стоимости проходки горных, буровых и других основных видов работ и затрат на сопутствующие и прочие виды работ. Анализируя эти изменения, можно установить причины колебаний уровня удельных затрат и резервы их снижения.

Объем буровых работ зависит от глубины скважин и их числа. В табл. 59 приведены средняя глубина скважин и удельные затраты

Таблица 59

Глубины наземных скважин и удельные затраты на их бурение

Номер месторождения	Условия залегания и глубина распространения оруденения, м	Назначение скважин	Средняя глубина скважин	Удельные затраты бурения, м	Коэффициент изменения средней глубины скважин в процессе разведки	Изменение удельных затрат в % в зависимости от изменения	
						глубины	числа скважин
1	Крутое; до 900	Поиски	88,3	0,11	—	—	—
		Предварительная разведка	306,0	0,13	1,28	+28,6	-66,7
		Детальная разведка	325,8	0,80	—	—	—
2	Наклонное; до 500	Поиски	215,1	0,81	0,97	-2,9	-58,2
		Предварительная разведка	312,9	2,98	1,82	+82,0	-143,6
		Детальная разведка	—	—	—	—	—
3	Наклонное; до 300	Поиски	192,0	0,69	1,19	+18,8	+644,0
		Предварительная разведка	226,0	1,00	0,97	-2,3	+135,0
		Детальная разведка	113,0	2,60	0,45	-54,8	+200,0
4	Крутое; до 800	Поиски	346,4	0,71	7,0	+600	+88,8
		Предварительная разведка	368,0	3,60	3,6	+258	+478,6
		Детальная разведка	263,7	3,18	9,3	+58,0	-38,2
5	Крутое; до 300	Поиски	266,9	1,67	1,81	+80,6	-18,5
		Предварительная разведка	144,0	0,43	1,28	+27,8	-48,2
		Детальная разведка	147,1	0,87	—	—	—
6	Крутое; до 400	Поиски	—	8,08	—	—	—
		Предварительная разведка	—	6,35	—	—	—
		Детальная разведка	—	—	—	—	—
7	Крутое; до 500	Поиски	104,5	1,01	0,89	-11,0	-64,5
		Предварительная разведка	86,5	1,84	0,99	-1,86	-82,7
		Детальная разведка	—	—	—	—	—

бурения для месторождений с различными условиями залегания и глубиной промышленного оруденения. Из таблицы видно, что средняя глубина скважин, пробуренных с поверхности для предварительной разведки, колебалась от 86,5 до 368 м, в то время как удельные затраты возросли с 0,13 до 6,35. Очевидно, на уровень удельных затрат еще большее влияние оказывала густота разведочной сети.

Влияние геолого-методических и организационно-технических факторов
на уровень удельных затрат за период разведки

Номер месторождения	Показатели	Удельные затраты			Изменения, вызываемые геолого-методическими факторами		Изменения, вызываемые организационно-техническими факторами		В том числе за счет затрат на неосновные виды работ	
		Фактические	По условной стоимости	Отклонение	Сумма	%	Сумма	%	Сумма	%
1	В начале разведки	29,12	18,06	+11,04						
	За все время разведки	109,72	46,47	+663,25	+28,41	157,3	+52,19	289,0	+15,99	88,5
2	В начале разведки	1067,87	380,57	+687,30						
	За все время разведки	157,48	59,91	+97,57	-320,66	84,3	-589,73	155,0	-215,41	56,6
3	В начале разведки	25,70	19,43	+6,27						
	За все время разведки	167,33	144,88	+22,45	+125,45	645,7	+16,18	86,5	+4,07	21,0
4	В начале разведки	177,15	93,62	+83,53						
	За все время разведки	260,77	157,07	+103,70	+63,45	67,8	+20,17	21,5	-20,94	22,4
5	В начале разведки	207,15	148,90	+58,25						
	За все время разведки	263,75	192,02	+71,73	43,12	29,0	+18,34	12,3	-4,89	3,3
6					Нет данных					
7	В начале разведки	769,24	541,43	+227,81						
	За все время разведки	1007,18	494,13	+513,05	47,30	8,7	+285,24	52,7	+139,84	25,8

Изменение количества запасов и объемов основных видов работ происходит под воздействием геолого-методических факторов, а изменение стоимости проходки выработок и уровня затрат на неосновные виды работ — под влиянием организационно-технических факторов. Для установления раздельного влияния этих двух групп факторов объемы основных видов работ базисного и исследуемого периодов выражаются в условной стоимости. Разница между фактическими удельными затратами и выраженными в условной стоимости (включая изменения в затратах на неосновные виды работ) характеризует влияние организационно-технических факторов. В табл. 60 показано влияние двух основных групп факторов на уровень удельных затрат в процессе разведки.

По месторождению № 1 влияние организационно-технических факторов было сильнее, чем геолого-методических; по месторождению

Таблица 61

Сопоставление удельных затрат с извлекаемой ценностью руд

Номер месторождения	Удельные затраты на разведку добытой единицы запасов руды, усл. ед.	В процентах от возможной извлекаемой ценности руды
1	0,36	1,3
2	0,81	4,8
3	0,30	1,4
4	0,73	6,7
5	0,44	10,6
6	1,77	5,4
7	1,22	2,1

№ 3, наоборот, решающее значение имели факторы геолого-методические. По всем исследуемым месторождениям, за исключением месторождения № 2, удельные затраты в ходе разведки возросли в 1,3—6,5 раза. Причиной увеличения удельных затрат явились наращивание запасов высоких категорий, малоэффективные поиски на флангах и на глубине на месторождениях, на которых разведанные запасы кончаются, а также недостаточный учет геологических особенностей объектов при выборе методики разведки.

Для определения экономической эффективности разведки удельные затраты сопоставлялись с извлекаемой ценностью руды. Высокий уровень

удельных затрат на разведку руды с высоким содержанием полезных компонентов оказался экономически оправдан, так как по отношению к извлекаемой ценности затраты на разведку составляют небольшой процент, близкий к проценту по месторождениям с низкими удельными затратами. В среднем доля затрат на разведку добытой части запасов составляет 3,7% (от 1,3 до 10,6%) от извлекаемой ценности руды (табл. 61).

Одной из причин увеличения удельных затрат явилось повышение требований к размерам разведочной сети, предъявляемых инструкцией по подсчету запасов. Сопоставление инструкций 1941, 1948, 1954 и 1961 гг. показывает, что классификации ранних периодов строились по принципу назначения запасов: для эксплуатации, для обоснования капитальных вложений, для перспективных планов и для общегосударственных и хозяйственных соображений. В действующей классификации в основу положена детальность изучения запасов. Рекомендуемые расстояния между скважинами для запасов категории А по группе I снизились вдвое, для категории В в 2—1,5 раза. Требования к разведанности запасов категории С₂ стали на уровне требований к разведанности запасов категории С₁ по инструкциям 1941—1948 гг., а следовательно, и увеличились объемы буровых и горных работ.

Попытка раздельного определения удельных затрат по категориям запасов и анализа их показала возможность таких расчетов, необходимых как для определения эффективности геологоразведочных работ при подсчете запасов, так и при проектировании и планировании геологоразведочных работ на месторождении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. Методика составления металлогенических карт. Ташкент, изд-во «Наука», 1964.
- Аверин Ю. А. О морфологии рудных тел низкотемпературных месторождений золота. Уч. зап. САИГИМС, вып. 7. Ташкент, 1962.
- Авчян Г. М. О возможности оценки величины давления, действовавшего на горную породу. Докл. АН СССР, серия геол., т. 170, № 2, 1966.
- Аделунг А. С. Приташкентский район. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. 1. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Айдиньян Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 46, 1960.
- Александров С. М. Геохимические особенности вторичных изменений лудвигитовых руд. «Геохимия», 1959, № 2.
- Александров С. М. Некоторые геохимические особенности процесса ашаритизации магнезиально-железистых боратов. «Геохимия», 1961, № 6.
- Алферов Г. Ю. и др. Тектоническая карта Узбекской ССР. Ташкент, изд-во «Фан», 1967.
- Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узбекский геологический журнал», 1965, № 2.
- Асаналиев У. Минералого-геохимические особенности полиметаллических месторождений Сумсар-Бозбутауского района. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Афанасьев Д. А. Гранатовая жила в известняках Даховского массива (Северо-Западный Кавказ). В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Ахмеджанов М. А. О характеристике карбонатных отложений Кураминской подзоны и их роль в рудоотложении. «Узбекский геологический журнал», 1959, № 2.
- Ахмеджанов М. А., Хлобустов А. А. К вопросу о влиянии состава карбонатных пород на размещение в них свинцово-цинковой минерализации. Докл. АН УзССР, № 5. Ташкент, 1960.
- Бабаев К. Л. Генетические типы оруденения редких и рассеянных элементов. Уч. зап. САИГИМС. Ташкент, 1959.
- Бабаев К. Л. Принцип геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. «Советская геология», 1964, № 5.
- Бадалов С. Т. О ванадиевых разновидностях турмалина и граната. Зап. ВМО, вып. 3, 1951.
- Бадалов С. Т. О геохимическом значении элементов-примесей для выяснения особенностей рудообразования Алмалыка. Тр. СазПИ, вып. 6. Ташкент, 1959.
- Бадалов С. Т. К геохимии рения в медно-молибденовых месторождениях Алмалыка. Рений. Тр. Всес. совещ. по проблеме рения 26—27 мая 1958 г. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
- Баланс запасов полезных ископаемых СССР. Фосфатное сырье, вып. 44. М., ВГФ, 1964.
- Баранов В. И., Барсуков В. Л. Применение геохимических и геофизических методов при поисках и разведке борного сырья. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Бедер Б. А. Приташкентский артезианский бассейн. Тр. II Узбекистан. гидрогеол. совещ. Ташкент, 1959.
- Бедер Б. А. Минеральные воды республик Средней Азии. В сб. «Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР». М., 1960.

Бедер Б. А. Узбекская ССР. В сб. «Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Бедер Б. А. Напорные воды Приташкентского артезианского бассейна. В сб. «Гидрогеол. и инж.-геол. условия Узбекистана», т. 2. Ташкент, изд-во «Фан», 1964.

Беликов Б. П. и др. Методы исследования физико-механических свойств горных пород. В сб. «Физико-механические свойства горных пород». М., изд-во «Наука», 1964.

Берч Ф., Шерер Д. Ж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., 1949.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Бойко Г. Б., Ходашева Т. С. Кристаллохимия индия. Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, № 13, 1959.

Бойко Т. Ф. Редкие щелочи в зоне гипергенеза. В сб. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». М., изд-во «Наука», 1964.

Бронгулеев В. В. Строение и история формирования среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау по геологическим и геофизическим данным. В кн. «Стратиграфия и физические свойства пород». М., Госгеолтехиздат, 1961.

Быковская Л. П. О формах нахождения ртути в первичных ореолах рассеяния. Тр. САИГИМС, вып. 7. Ташкент, изд-во «Наука», 1966.

Вальяшко М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.

Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры. «Советская геология», 1964, № 12.

Ваньян Л. Л. и др. К решению прямых задач электроразведки на электронных цифровых машинах. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 21, геоф. сб. 4, 1963.

Василевский Б. Ф. Некоторые закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Тр. ТашГУ, вып. 220. Ташкент, 1963.

Великий А. С. Структуры рудных полей. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.

Вернадский В. И. История рубидия в земной коре. Изб. соч., тт. 1—6. Изд-во АН СССР, 1954.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. 1934.

Вернадский В. И. История свободного кислорода. В сб. «Очерки геохимии», 1934.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Виноградов П. Д. и др. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

Виноградов П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука», 1964.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. А. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1953.

Вистелиус А. Б. Мера связи между членами парагенезиса и методы ее изучения. Зап. ВМО, ч. 77, № 2, 1948.

Вистелиус А. Б. Проблемы изучения связи в минералогии и петрологии. Зап. ВМО, ч. 85, № 1, 1956.

Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры. «Советская геология», 1964, № 12.

Вихерт А. В., Гончаров М. А. Математические методы анализа в тектонике. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, № 5, 1966.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., изд-во «Недра», 1964.

Власов К. А., Кутова Е. И. Изумрудные копи. М., 1960.

Власова М. И., Николаев С. В. Пористость эффузивных пород Восточного Карамазара и ее влияние на локализацию полиметаллического оруденения. Вестн. МГУ, № 4, 1959.

Володомонов Н. В. Метод учета высоких проб. «Советская геология», 1939, № 10—11.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1965.
- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И. О геохимической и металлогенической специализации интрузивных серий. В кн. «Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука», 1966.
- Гвахария Г. В. Цеолиты Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1952.
- Геология месторождений редких элементов. Минералы германия и их месторождения. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений. Т. 2. М., изд-во «Наука», 1964.
- Германов А. И. Кислород подземных вод и его геохимическое значение. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1955.
- Гинзбург А. И. Типы месторождений редких элементов, вып. 14. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1962.
- Гуревич М. С. Некоторые факторы биогенного метаморфизма подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16. М., 1958.
- Гурецкий В. М., Голланд А. Л., Поляков А. К. Экономическая эффективность гамма-гамма-опробования. «Разведка и охрана недр», 1966, № 8.
- Гурецкий В. М., Голланд А. Л., Руденко Ю. П. К вопросу об экономической эффективности гамма-гамма-опробования на горнорудных предприятиях. В сб. «Вопросы разведочной геофизики». М., изд-во «Недра», 1968.
- Дворников А. Г., Василевская А. Е., Щербаков В. П. Некоторые особенности распространения ореолов рассеяния ртути в почвах Нагольного Кряжа. «Геохимия», 1963, № 5.
- Дженчураева Р. Д. Некоторые текстурно-структурные особенности руд Сумсарского полиметаллического месторождения. «Геология рудных месторождений», 1965₁, № 1.
- Дженчураева Р. Д. Роль разрывных нарушений в локализации оруденения на Сумсарском свинцово-цинковом месторождении. Докл. АН УзССР, № 3, 1965₂.
- Едовин Ю. И., Утехин Г. М. О флюоборите из Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 142, № 3, 1962.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». М., изд-во «Недра», 1965.
- Жеребцова И. К., Волкова Н. Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасых-Сивашского озера. «Геохимия», 1966, № 7.
- Зеликовский Л. Б. О соотношении арсенопиритового, галенитового и сурьмяно-ртутного оруденения в Чаган-Узунском рудном поле на Горном Алтае. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 4, 1964.
- Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И. Высокожелезистая разновидность пренита и новая диаграмма для пренитов. Докл. АН СССР, т. 164, № 6, 1965.
- Иванов В. В. О закономерностях размещения концентраций индия. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. ВМО, вторая серия, ч. 90, вып. 1, 1961.
- Иконникова Н. Ф. К стратиграфии девонских отложений бассейна р. Сумсар. Докл. АН УзССР, № 8, 1952.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., изд-во «Недра», 1965.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. О последовательности развития магматизма и некоторые вопросы металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
- Ициксон М. И., Русанов А. К. Элементы-примеси в касситеритах Дальнего Востока. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1946.
- Кавардин Г. И. Керсутит из ультраосновных пород некоторых массивов Кольского полуострова. В сб. «Материалы по минералогии Кольского полуострова». Кировск, 1959.
- Каллистов П. Л. Учет высоких проб и самородков при подсчете запасов месторождений золота. Главспеццветмет, 1952.
- Калюжный В. А. К минералогии основных эффузивов Тячевского района. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Карасик М. А. Геохимическое профилирование как метод поисков ртутных и полиметаллических месторождений. БНТИ, № 1(36), 1962.

Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», 1959, № 8.

Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Ю. Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука», 1965.

Клименко В. Я., Лебединский В. И. Пренит в диабазах Днепровско-Донецкой впадины. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. Госоптехиздат, 1956.

Коннов Л. П. Некоторые данные о современном выветривании мезозойских гумидно-континентальных бокситовых пород. Зап. узб. отд. ВМО, вып. IX, 1956.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ИГН АН СССР, вып. 68, 1948.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Тр. I конф. по околорудному метасоматизму. М., изд-во «Недра», 1966.

Королев А. В. Классификация морфогенетических типов рудных тел. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Королев А. В., Шехтман П. А. Классификация послемагматических рудных полей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., изд-во «Недра», 1965.

Королев В. А., Овечкин В. В., Фатхуллаев Ш. Д. Изменение некоторых физических свойств пород Актюзского района в зависимости от структурных факторов. Тр. I симпозиума по физико-механическим свойствам горных пород верхней мантии земной коры. М., изд-во «Наука», 1968.

Кравченко Г. Г. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. М., 1961.

Крейтер В. М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях, как признак пострудного метаморфизма. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1948.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Крестников В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Куденко А. А., Левченко В. А., Боголепов В. Г. Околорудные изменения вмещающих пород Ирисуйского медно-магнетитового месторождения (Южный Казахстан). В сб. «Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму». Л., 1966.

Кулешова И. Я., Мусин Р. А., Мустафин К. М. Особенности минеральных ассоциаций и генезис золоторудных и сурьмяных месторождений Кассанского района. В сб. «Геология и рудоносность Приташкентского района», 1966.

Куклин А. П. Опыт изучения закономерностей локализации месторождений золота с помощью электронных цифровых машин. Докл. АН СССР, серия геол., т. 171, № 2, 1966.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука», 1964.

Лапидус С. Я. О направлении простираения и характере герцинской складчатости в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. «Узбекский геологический журнал», 1964, № 1.

Лисицын А. Е., Малинко С. В., Панова М. А. Эндогенные бораты из Казахстана. В сб. «Минеральное сырье», вып. 14. М., изд-во «Недра», 1966.

Лукин Л. И., Союзкин Е. П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1958.

Лурье А. М. Связь повышенных концентраций свинца и марганца с циклическостью осадконакопления в отложениях девона юго-западной части Чаткальского хребта. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.

Лурье А. М. Закономерности распределения свинцово-цинковой минерализации в междуречье Гава—Кассан. Тр. ИГЕМ, вып. 91. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. 1-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1951. 2-е изд. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961.

Марковкина В. Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 77, 1962.

- Марковский А. П. Зеравшано-Гиссарская горная область. Тр. ТПЭ. Л. — М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Масленицкий И. Н. Дисперсные включения золота в сульфидах железа. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 17—18, 1948.
- Машанов А. Ж. Структура рудного поля и метод ее изучения. Изв. АН КазССР, вып. 12, 1948.
- Меламед Я. Р. Количественная характеристика тектонических движений на примере Афгано-Таджикской впадины. Докл. АН СССР, серия геол., т. 171, № 3, 1966.
- Методы анализа платиновых металлов, золота и серебра. М., Metallургиздат, 1960.
- Мещанинов Е. З. Геология Алмалыкского рудного поля. В кн. «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане». Ташкент, изд-во «Фан», 1969.
- Михайлов Н. П., Москалева В. Н. О процессах лиственитизации серпентинитов Казахстана. В сб. «Материалы по геологии полезных ископаемых Алтая и Казахстана». Л., 1956.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Мошкина И. А., Гордеева Г. И. К вопросу геохимии бора и лития в соляных озерах Кулундинской степи. Изв. СО АН СССР, т. 3, серия хим. наук, вып. 1, 1964.
- Мун А. И., Тонконогая Л. А. Литий в озерах Центрального Казахстана. «Геохимия», 1962, № 7.
- Мурадов З. М. Структура и морфология рудных тел рудопроявления Хандиза. В кн. «Геология и рудоносность Южного Узбекистана». Ташкент, изд-во «Наука», 1965.
- Мустафин К. Т. Особенности минерализации Сумсарского месторождения. Зап. Киргиз. отд. ВМО, вып. 3. Фрунзе, 1962.
- Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Надеждина Е. Д. и др. Зональный фассит из метасоматически измененного траппа среднего течения Вилюя. Тр. ИГЕМ, вып. 77, 1962.
- Наливкина Э. Б. Гибшит с Побужья. Зап. ВМО, вып. 6, 1960.
- Никифоров Н. А. О роли стратиграфо-литологических и структурных факторов в размещении сурьмяно-ртутного оруденения. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Никифоров Н. А. Геолого-структурные типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. Аннотация научн.-исслед. работ ТашПИ. Ташкент, изд-во «Наука», 1964.
- Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе, изд-во «Илим», 1970.
- Никифоров Н. А., Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в размещении ртутного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1963, № 4.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.
- Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-формационная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изд. Отд. геол.-хим.-техн. наук АН ТаджССР, вып. 1, 1959.
- Огнев В. П. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. Решение совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Орлова Е. В. Минеральные ресурсы зарубежных стран. Вып. 19. М., Госгеол-издат, 1951.
- Отрощенко В. Д. О гипогенной минерализации бора в скарнах Средней Азии. Тр. ТашГУ, вып. 234 (Геология). Ташкент, 1964.
- Отрощенко В. Д., Зенин М. Ф. О взаимоотношениях минерализации вольфрама, железа и бора в скарнах отдельных районов Средней Азии. Тр. ТашГУ, вып. 249 (Геология). Ташкент, 1964.
- Отрощенко В. Д., Зенин М. Ф. Некоторые общие черты и особенности проявлений борной минерализации в магнезиальных и известковых скарнах Средней Азии. Докл. АН УзССР, № 9, 1965.
- Отрощенко В. Д., Зарецкая А. В. Распределение рассеянного бора в минералах скарнов Тянь-Шаня и его поисковое значение. Бюлл. НТИ, серия Геология м-ний полезных ископаемых, региональная геология, № 4. М., ОНТИ ВИЭМС, 1967.
- Отрощенко В. Д., Перцев Н. Н. О находке суанита в Средней Азии. В сб. «Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья». Ташкент, изд-во «Фан», 1966.
- Отрощенко В. Д., Утехин Г. М., Заревич И. П. К характеристике геолого-генетических позиций и геохимических особенностей лудвигитовой минерализации. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 20. Ташкент, 1967.

- Павлюкович Е. А., Федорчук В. П. О густоте разведочной сети для ртутно-сурьмяных месторождений согласного типа. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6, 1961.
- Панкратьев П. В. О рудопроявлениях колчеданно-полиметаллического типа в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В кн. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
- Паталаха Е. И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. Тр. ИГН АН КазССР, т. 19. Алма-Ата, 1967.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1938.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1945.
- Перельман А. И. Ряды миграций химических элементов в коре выветривания. Докл. АН СССР, т. 103, вып. 4, 1955.
- Перижняк Н. А., Сагло В. В., Сибирская Н. А. Околорудные породы Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). В сб. Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Петров В. М., Заревич И. П. Рений в молибденитах Пскем-Чаткальского района. «Узбекский геологический журнал», 1961, № 3.
- Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. Зап. ВМО, ч. 84, № 3, 1955.
- Петровская Н. В. Минералогические признаки при поисках и оценке золоторудных месторождений различных типов. Тр. НИГРИЗОлото, вып. 21, 1956.
- Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, вып. 16. Генетические проблемы руд эндогенных месторождений. М., 1960.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. «Геология рудных месторождений», 1965, № 1.
- Погребницкий Ю. Е. Опыт применения количественной характеристики в тектонике. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 50, вып. 2, 1966.
- Пожаричкий К. Л. Основы оценки месторождений полезных ископаемых и рудников. «Горный журнал», 1957, № 9.
- Покровский А. В. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). «Узбекский геологический журнал», № 6, 1963.
- Померанцев В. В. Промышленные условия для подсчета запасов месторождений цветных металлов. М., изд. НТО МЦМ СССР, 1957.
- Померанцев В. В. Оценка рудных месторождений цветных и черных металлов. М., Госгортехиздат, 1961.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд. Ком. наук УзССР, 1939.
- Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 7. Ташкент, 1955.
- Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. В кн. «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Попов В. И. Ядра и межъядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука», 1964.
- Прокофьев А. П. Проверка кондиций при подсчете запасов минерального сырья. «Разведка и охрана недр», 1966, № 5.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во фил. АН УзССР, 1967.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Т. 1. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1959.
- Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Рыбин А. И. Количественная характеристика дислоцированных крупных тектонических районов земной коры. Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники, 1—6/II 1963 г. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Рыбин А. И. Математика и геология. «Природа», 1964, № 9.
- Садовский А. И. История геологического развития и тектоническое строение Анюйского мегантиклинория. «Советская геология», 1965, № 3.
- Саркисян Г. А. О прените и процессах пренитизации на одном золоторудном поле Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, т. 41, № 43, 1965.
- Сауков А. А. Геохимия ртуты. Тр. ИГН АН СССР, вып. 18, серия минералогеохим. (№ 17), 1946.
- Синдеева Н. Д. Селен и теллур в месторождениях различных генетических типов. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1958.
- Синицын Н. М. Материалы к изучению геологии силура Южной Ферганы. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 6, 1956.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, № 12, 1957.

- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеол-издат, 1947.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Смирнов В. И., Прокофьев А. П. Подсчет запасов месторождений полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов Я. Б. О геохимии растворенного кислорода в термальных водах. В сб. «Геотермические исследования и использование тепла земли». М., изд-во «Наука», 1966.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Спевак Ю. А. О растворенном газе IX горизонта Газлинского газового месторождения. В сб. «Гидрогеология газоносных районов Сов. Союза». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Степанов П. А., Сергеев Е. А., Белобрагина М. В. Методика полуколичественного спектрального анализа металлометрических проб на редкие щелочные элементы. Л., БНТИ, 1958.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Суворов Н. Ф. Краткий курс высшей математики. М., Гос. изд-во «Высшая школа», 1961.
- Терехова Г. А. Первичные ореолы рассеяния некоторых ртутно-сурьмяных месторождений согласного типа. М., ОНТИ ВИЭМС, 1966.
- Тимофеева Т. С., Андреев В. В. Некоторые данные о геологическом строении и минералого-геохимической характеристике одного из скарново-гидротермальных рудопоявлений Средней Азии. Зап. Узб. отд. ВМО, № 19. Ташкент, 1966.
- Тимченко И. П. Характеристика физико-химических свойств некоторых типов массивных существенно кварцевых пород. В сб. «Физико-механические свойства горных пород». М., изд-во «Наука», 1964.
- Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постагматических рудных проявлений с интрузиями. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1953.
- Туровский С. Д. Рубидий в некоторых изверженных породах Северной Киргизии. Тр. Ин-та геологии АН КиргССР, вып. 1, 1955.
- Уклонский А. С., Протождяконова З. М., Тимофеева Т. С. Находка поликсена и порпецита в Средней Азии. Докл. АН УзССР, № 12, 1965.
- Уланов Х. К. Подземный сток в Каспийское море и фильтрация его вод в дно и берега. Докл. АН СССР, т. 162, № 1, 1965.
- Урунбаев К. И., Неумеечева Н. Б. Некоторые данные о поведении калия, рубидия и цезия в гранитоидах среднего течения р. Пскем (Чаткальский хребет). В кн. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса». Ташкент, изд-во «Недра», 1964.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород. В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Утехин Г. М. К познанию условий образования и изменения гипогенных боратов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 60, Л., 1961.
- Федорчук В. П. О структурно-морфогенетических типах рудных тел ртутно-сурьмяных месторождений. Тр. САИГИМС, вып. 4. Ташкент, 1964.
- Федорчук В. П. О вторичных месторождениях ртути и сурьмы. Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, т. 2, вып. 9, 1960.
- Федорчук В. П. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.
- Федорчук В. П. Главнейшие типы структур рудных полей и месторождений Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. Тр. АН СССР, вып. 41. М., 1961.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., изд-во «Недра», 1964.
- Федорчук В. П. Телетермальные месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». М., изд-во «Недра», 1968.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 5. Изд-во АН СССР, 1959.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 4. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. 6. Изд-во АН СССР, 1960.
- Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментации соленосных серий и их калийных горизонтов. Реферат докт. дисс. М., 1961.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Холодов В. Н. Некоторые вопросы поведения редких и рассеянных элементов в осадочном процессе. Тр. ИМГРЭ, вып. 2, 1959.
- Хорват В. А. Метасоматические тремолитовые породы Балыксуевского рудного поля. Научн. тр. ТашГУ, вып. 234, 1964.
- Хорват В. А. Этапы и стадии метасоматоза на Балыксуевском поле в Северной Киргизии. Докл. АН УзССР, № 10, 1965.
- Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. В сб. «Геохимия редких элементов». М., Изд-во иностр. лит., 1959.

- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 138, 1951.
- Цыкин Р. А. О строении и генезисе Телекского месторождения фосфоритов. «Геология и геофизика», 1967, № 8.
- Чикрызов Г. С. Перекрещивающаяся складчатость в западных отрогах Гиссарского хребта. Тр. САГУ, нов. серия, вып. 30. Ташкент, 1952.
- Шабынин Л. И. К диагностике боратов в магнезиальных скарнах. Зап. ВМО, № 3, 1955.
- Шабынин Л. И., Митюшина Т. М. Новые данные о ссайбеллите и алюмоферроашарите. Зап. ВМО, т. 93, вып. 3, 1963.
- Шехтман П. А. О соотношении балансовых запасов полезных ископаемых. Уч. зап. САИГИМС, вып. 1. Ташкент, 1960.
- Шехтман П. А. Применение в методике разведки принципа относительной точности. Тр. САИГИМС, вып. 3. Ташкент, 1963.
- Шехтман П. А., Акбаров Х. А., Королев В. А. Типы рудных полей Средней Азии. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука», 1964.
- Шехтман П. А. и др. О кривых распределения рассеянной ртутной минерализации. Тр. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1965.
- Шкабара М. Н. Прениты из крымских изверженных пород. Докл. АН СССР, т. 68, № 6, 1949.
- Шкабарня Н. Г. Изучение геоэлектрического разреза с применением электронных цифровых машин. Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, № 122, 1964.
- Яковлев П. Д., Оленин В. В. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 12, 1965.
- Яковлев П. Д., Оленин В. В., Котляр В. Н. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканическими жерлами и трубками взрыва. В кн. «Рудоносность вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.
- Kowalski W. M. Prehnite from Zloty Stok (Lower Silesia). Bull. Acad. polon. sci. Ser. sci. geol. et geogr., 13, № 2, 1965.
- Troger W. E. Spezielle Petrographieden Eruptivgesteine. Berlin, 1935.
- Vistelius A. B. Approach to Mathematical geology. Consultant Bureau Inc., New York, 1966.
- Warner L. A., Robinson C. S. Geology of the Harold D. Roberts Tunnel, Colorado: Station 488+49 to East Portal. Geological society of America, Bull. Jan. 1967, vol. 78, N 1.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Вопросы геологии эндогенных месторождений	4
Характеристика эндогенной рудоносности главнейших рудовмещающих формаций Средней Азии. <i>В. А. Королев, Х. А. Акбаров, М. Умарходжаев, Ш. Д. Фатхуллаев, П. А. Шехтман</i>	4
Схема тектонического районирования домезозойских образований западного окончания Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. <i>О. И. Черных</i>	16
Некоторые закономерности размещения полиметаллического оруденения в Хандизинском рудном поле. <i>О. И. Черных, В. А. Королев, П. А. Шехтман</i>	30
Сравнительная оценка дислоцированности складчатых толщ по значениям средних углов падения. <i>Ж. Н. Кузнецов</i>	36
Околорудные метасоматиты золоторудного месторождения Қаульды. <i>Е. З. Мещанинов, Г. С. Мещанинова</i>	46
Типы рудных тел, особенности их размещения	51
Структурно-морфологические типы рудных тел Сумсарского полиметаллического рудного поля. <i>Х. А. Акбаров, Т. М. Маришов</i>	51
К вопросу об условиях размещения рудных тел золоторудного месторождения Актурпак. <i>Ю. А. Аверин, В. Н. Азин, Е. З. Мещанинов</i>	57
Некоторые закономерности размещения рудных тел в золоторудных полях Алмалык-Ангренского района. <i>В. Н. Азин</i>	63
О влиянии строения разломов на размещение ртутных руд в карбонатных комплексах. <i>В. И. Кусевич</i>	70
О влиянии структурно-литологических факторов на распределение рассеянной минерализации в Шинг-Магианском районе. <i>Т. В. Терентьева, Н. М. Троянова, Т. М. Маришов, Р. С. Фахрутдинов</i>	74
Вопросы геохимии и минералогии	78
К минералогии габбро-пегматитов Канского месторождения. <i>С. И. Ибадуллаев, О. Н. Козлова</i>	78
Некоторые особенности проявления золотой минерализации в Кассанском районе (Южная Киргизия). <i>Л. Ш. Булатова</i>	82
Условия нахождения и некоторые геохимические особенности ссаибелиитовой минерализации в скарнах Средней Азии. <i>В. Д. Отрощенко</i>	89
Оталькование серпентинитов на золото-сульфидных месторождениях Балык-суйского рудного поля (Северная Киргизия). <i>В. А. Хорват</i>	93
Некоторые особенности формирования свинцово-цинкового месторождения Гудас. <i>С. Я. Клемперт, А. С. Кудрявцев</i>	97
О железистом прените из габбро Хандизинского рудного района (Южный Узбекистан). <i>А. Г. Шмелев, А. В. Головченко</i>	101
О возможных формах нахождения ртути в первичных ореолах рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. <i>Л. П. Быковская</i>	103
Сопутствующие редкие элементы в эндогенных рудопроявлениях олова, вольфрама, молибдена в Средней Азии. <i>Л. А. Быков, С. И. Ибадуллаев, Н. Г. Шакирджанов</i>	109
К вопросу о глубине распространения кислорода в подземных водах. <i>Б. А. Бедер, Д. С. Мукимова</i>	118
К геохимии лития в соляных озерах Западного Узбекистана. <i>В. С. Попов, Т. С. Садыков</i>	120
Об изменении состава бокситов в зоне гипергенеза (на примере Средней Азии). <i>Л. П. Қоннов</i>	122
Поведение фосфорных соединений в зоне гипергенеза в условиях Средней Азии. <i>Г. Фатхуллаев</i>	126
О вертикальной зональности Қадамджайского месторождения. <i>Б. О. Манучарянц</i>	127

Вопросы методики изучения рудоносности	129
К вопросу о минимальном промышленном содержании металла в рудном теле в зависимости от его объема и положения в рудовмещающей толще. <i>Л. Б. Каневский, А. Б. Габелко</i>	129
О некоторых принципах оценки малых ртутных месторождений. <i>В. А. Гарасов, А. Л. Голланд, Ю. М. Григорьев, В. И. Кусевич, Л. Ф. Старикова</i>	132
О выражении коэффициента рудоносности через среднее содержание металла в рудном контуре. <i>Л. Б. Каневский, А. Б. Габелко</i>	135
К проблеме выдающихся или «ураганных» проб. <i>С. А. Денисов</i>	137
О возможности проверки правильности замены ураганных содержаний ртути. <i>Р. Р. Исанов, М. А. Симонян, В. Д. Попков</i>	142
Опережение эксплуатационной разведки при разработке жильных месторождений. <i>Э. Э. Асадулин, В. М. Гурецкий</i>	144
Оценка особенностей оруденения в связи с определением границ выемки. <i>В. М. Гурецкий</i>	146
Опыт статистического анализа достоверности определения средних содержаний металла на месторождениях гидротермальных руд в Южной Фергане. <i>В. Я. Зималина, В. И. Смелянец, А. Н. Фомичева</i>	150
О причинах избирательной локализации ртути в породах карбонатного состава. <i>В. И. Кусевич</i>	155
О корреляционных зависимостях между параметрами рудных тел на ртутно-сурьмяном месторождении. <i>В. Я. Зималина, В. И. Смелянец</i>	157
К методике рационального определения золота, платины, палладия и родия в природных соединениях. <i>Т. С. Тимофеева, Л. Ф. Толкачева</i>	159
Детальная гравиразведка при поисках скрытых полиметаллических рудных тел на Канском месторождении. <i>О. Л. Аллахвердов, А. В. Кишин</i>	161
О расчете многослойных кривых вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) с помощью электронно-вычислительной машины. <i>А. В. Кишин, О. Л. Аллахвердов, В. И. Зиненберг</i>	164
Экономическая эффективность метода радиоволнового просвечивания. <i>Г. А. Бузлов, А. А. Рубанов</i>	169
Удельные затраты на геологоразведочные работы по некоторым полиметаллическим месторождениям Средней Азии. <i>Е. Н. Лукьянова</i>	171
Список литературы	179

Министерство геологии Узбекской ССР

Среднеаз. науч.-исслед. ин-т геологии и минерального сырья

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ,
МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ И РАЗВЕДКИ

Редактор издательства *Башмакова З. И.*

Технический редактор *Иванова А. Г.*

Корректор *Чирикова Т. В.*

Сдано в набор 5/IV 1972 г.

Подписано в печать 13/X 1972 г.

Т-16064.

Формат 70×108¹/₁₆.

Печ. л. 11,75.

Усл. печ. л. 16,45.

Уч.-изд. л. 17,14.

Бумага № 2.

Индекс 3—4—1

Заказ 323/11200—4.

Тираж 1000 экз.

Цена 1 р. 85 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

1 р. 85 к.

1541

НЕДРА · 1972