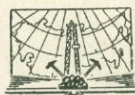


ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА
СОСТАВЛЕНИЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ
И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ

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

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА
СОСТАВЛЕНИЯ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ
И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ

1543



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1973



Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей и районов. М., «Недра», 1973, 192 с. (М-во геологии УзССР. Среднеаз. науч.-исслед. ин-т геологии и минерального сырья).

Для повышения эффективности геологосъемочных, поисковых и разведочных работ в настоящее время особое значение имеет разработка методов количественной оценки прогнозных запасов рудных полей и районов эндогенных месторождений. В целом методика составления детальных и крупномасштабных геолого-прогнозных карт еще нуждается в дальнейшем совершенствовании. В предлагаемой работе излагаются материалы симпозиума, организованного институтом САИГИМС и ЦНИГРИ, а также сессии секции металлогенических и прогнозных карт Научного Совета по региональному геологическому изучению территории СССР. Таблиц 38, иллюстраций 52, список литературы — 149 названий.

Редакционная коллегия

Х. А. Акбаров, О. Л. Аллахвердов, К. Л. Бабаев, Л. А. Бьков, А. Б. Габелко (зам. главного редактора), С. И. Ибадуллаев (главный редактор), Л. П. Коннов, В. А. Королев, И. Э. Марниц, Л. Г. Пакало (отв. секретарь), Я. В. Успенский, И. Д. Чумаков

Ответственный редактор *В. А. Королев*

ВВЕДЕНИЕ

Методы структурного анализа рудных полей и районов представляют собой одну из существенных составных частей общей методики построения детальных и крупномасштабных геолого-прогнозных карт и открывают возможность количественной оценки прогнозных запасов. Разработка методов количественной оценки прогнозных запасов рудных полей и районов эндогенных месторождений приобретает в настоящее время особое значение в связи с необходимостью резкого повышения эффективности геологосъемочных, поисковых и разведочных работ. Эти методы должны быть обязательной частью работ при детальных и крупномасштабных государственных геологических съемках рудных районов, основной практической целью которых является открытие новых рудных месторождений.

В Советском Союзе разработка методов количественного прогнозирования осуществляется в институтах Министерства геологии — САИГИМС, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, СНИИГГИМС. Основы методики, разрабатываемой в САИГИМС, заложены трудами чл.-кор. АН УзССР профессора Алексея Васильевича Королева. Сущность методики заключается в последовательном применении принципа «числа и меры» к оценке геологических образований и факторов, определяющих размещение эндогенного оруденения в структурах разного масштаба. При этом учитываются преимущественно структурно-тектонические и литологические факторы. В работах ЦНИГРИ и СНИИГГИМС используются главным образом генетические факторы, но методы их учета разработаны в основном применительно к масштабам рудных районов и слабо увязаны с проблемой количественного прогнозирования.

В целом методика составления детальных и крупномасштабных геолого-прогнозных карт нуждается в дальнейшем совершенствовании. С этой целью институты САИГИМС и ЦНИГРИ организовали симпозиум, в котором приняли участие группы исследователей из других институтов и производственных организаций. Первая часть симпозиума проходила в Москве, вторая — в Алмалыке. На симпозиуме детально обсуждались общие вопросы крупномасштабного прогнозирования, а также конкретные результаты прогнозирования на рудных полях и в районах. Вопросы методики количественной оценки прогнозных запасов явились также предметом специального обсуждения на секции металлогенических и прогнозных карт Научного совета по региональному геологическому изучению

территории СССР. На выездной сессии секции в г. Алмалыке под председательством А. Д. Щеглова был обсужден доклад, подготовленный коллективом работников САИГИМС, который получил одобрение и поддержку участников.

Материалы симпозиума и сессии составляют содержание данной работы. В первом разделе освещаются частные методики составления геолого-прогнозных карт рудных полей с количественной оценкой прогнозных запасов, а также общая методика количественного прогнозирования и результаты исследований по десяти золоторудным и полиметаллическим месторождениям, выполненных в ЦНИГРИ и САИГИМС. Во втором разделе излагаются теоретические основы методики составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. Здесь освещены результаты исследований последних лет, выполненных во ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, СНИИГГИМС, ВИРГ, САИГИМС по некоторым рудным районам Урала, Сибири и Средней Азии. В третьем разделе рассматриваются петролого-геохимические критерии прогнозирования.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНЫХ КАРТ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

ЗНАЧЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ В ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ

В литературе известны примеры экономической оценки перспектив рудоносности отдельных стран и районов на основании их аналогии с геологически изученными территориями, по статистическим данным об отношении площади «к плотности минерализации» (Blondel, 1956), по показателям «удельной рудонасыщенности» (Petraschek, 1965; Slichter, 1960; Allats, 1956) и другим признакам. Однако достоверность таких оценок далеко не достаточна для получения объективных данных, необходимых для постановки поисково-разведочных работ или для целей перспективного планирования развития производства минерального сырья.

Быстрое развитие геологоразведочных работ в нашей стране и большой объем поступающей геологической информации создали возможность широкого изучения закономерностей размещения месторождений различных полезных ископаемых и связи их с этапами геологического формирования отдельных участков земной коры на огромной территории. В ходе этих исследований разрабатывались теоретические основы металлогенического анализа и прогнозирования, способствовавшие оформлению новой отрасли геологической науки — металлогении. основоположниками ее явились С. С. Смирнов (1932) и Ю. А. Билибин (1947).

В Средней Азии металлогенические исследования начали проводиться еще в 30-х годах Б. Н. Наследовым, А. В. Королевым, А. С. Уклонским, С. Ф. Машковцевым, В. И. Поповым и др. В 1931 г. Б. Н. Наследовым был составлен первый обзор состояния металлорудной базы Средней Азии. К этому же времени относится и его прогнозная оценка запасов свинца и цинка Кармазара и ряда других, только что намечавшихся рудных районов. Годом позже Б. Н. Наследов и В. И. Попов опубликовали первую схему металлогении Средней Азии, которая не утратила своего значения и в настоящее время.

Значительная роль в познании металлогении Средней Азии принадлежит Д. И. Щербакову, В. И. Смирнову и Ф. И. Вольфсону. Особо следует отметить работы Х. М. Абдуллаева, ознаменовавшие резкий разворот металлогенических исследований, отличавшихся новизной методического подхода к оценке геологических явлений, глубиной и разносторонностью их анализа. Под его руководством была разработана оригинальная классификация территории путем выделения определенных рудно-петрографических комплексов.

В последующие годы регионально-металлогенические исследования в комплексе с детальным изучением отдельных рудных полей и районов успешно осуществлялись Е. Д. Карповой, П. А. Шехтманом, И. Х. Хамрабаевым, К. Л. Бабаевым, В. А. Королевым и др. Значительным шагом вперед в развитии металлогенических исследований явились разрабатываемые в САИГИМС методы количественной оценки прогнозных запасов эндогенных месторождений, рудных полей и районов, обеспечивающие

объективную геолого-экономическую характеристику рудоносности изучаемого объекта.

В течение последних лет комплексные прогнозно-металлогенические исследования проводятся многими научно-исследовательскими институтами Министерства геологии СССР (ВСЕГЕИ, ВИРГ, ЦНИГРИ, ВИМС, САИГИМС, СНИИГГИМС, КазИМС, ИМР, КИМС и др.), Академии наук СССР (ИГЕМ, ДВИГ), геологическими институтами республиканских академий наук, многими высшими учебными заведениями геологического профиля и территориальными производственными геологическими организациями.

В результате рассмотрения в ходе алмалыкского симпозиума принципов составления металлогенических и прогнозных карт, обоснованности учитываемых критериев и факторов при прогнозировании выявились возможности использования различных основ, разных методов подхода к составлению карт.

Составлению металлогенических карт должны предшествовать широкие обобщения фактических геологических материалов, накопленных за многолетний период изучения территории. В ходе подготовки металлогенических карт Средней Азии были составлены карты геологического районирования (К. Л. Бабаев) и схематическая карта тектонического районирования (А. Д. Шмулевич, В. В. Вировец). В основу карт геологического районирования положено понятие «региональная геологическая обстановка», охватывающее комплекс литолого-петрографических, стратиграфических, морфолого-структурных и других особенностей типизируемых территорий. Выделенные на карте пояса, ветви и зоны охарактеризованы количественным распространением петрохимических типов пород на современном эрозионном срезе. Карта тектонического районирования выполнена с учетом суммарного тектонического эффекта естественно обособляющихся разновозрастных тектонических категорий: складчатых зон, срединных массивов, наложенных прогибов (эпигерцинских) и пр. Под суммарным тектоническим эффектом подразумевается возраст завершающей складчатости, формационный тип разреза, характер магматизма, складчатых структур, метаморфизма и др.

Для некоторых полезных ископаемых (сурьмяно-ртутное оруденение) в металлогенических прогнозных картах (В. П. Федорчук, Р. Р. Исанов) использован принцип выделения одно- и многочисленных разрезов осадочно-метаморфических пород в пределах главнейших структурных элементов (зон) региона. Эти критерии находят наиболее четкое выражение в широком плане в пределах герцинских зон Тянь-Шаня (Синицын, 1957; Карпова, 1958; Пятков, 1965 и др.), киммерийских Копетдага и возможно альпийских зон Памира. Поскольку складчатость в Тянь-Шане по направлению с севера на юг (Вонгаз, 1958) имеет все более молодой возраст, элементы унаследованности в развитии зон и региональных разломов наиболее отчетливо выражены в Северном и Срединном Тянь-Шане, слабее в Южном и отсутствуют на Памире, в Кугитанге и Копетдаге. Такое представление открывает возможность выявления разновозрастного ртутно-сурьмяного оруденения в Северном и Срединном Тянь-Шане, представляет большой теоретический интерес и имеет важное практическое значение.

Геолого-экономический подход к оценке рудоносности прогнозируемых территорий находит отражение в классификациях месторождений полезных ископаемых, составленных с учетом генетических особенностей и требований промышленности к качеству минерального сырья. Немаловажное значение имеет выявление и типизация морфогенетических особенностей оруденения и структурно-геологических позиций рудных полей и месторождений. Последние, как известно, синтезируют большинство критериев достоверного прогноза. Структурно-геологические позиции рудных районов и полей определяются сочетанием ряда благоприятных

рудоконтролирующих факторов и критериев (геотектонические, геохронологические, структурные, магматические и др.). Как показали исследования, для геолого-экономической оценки перспектив рудоносности существенное значение имеет наиболее оптимальное сочетание благоприятных факторов, а в ряде случаев благоприятным может быть сочетание ограниченного числа только определенных факторов.

Правильность данного положения доказывается приуроченностью отдельных видов полезных ископаемых к определенным структурно-формационным комплексам. Так, например, песчано-сланцевая формация (флишоидная) собственно геосинклинальной стадии развития при благоприятном сочетании с магматическими факторами (кислые магмы) определяет условия размещения редкометалльных месторождений скарнового типа. С карбонатной формацией начальных этапов развития субгеосинклинальных прогибов герцинского возраста в Среднем и Южном Тянь-Шане связано подавляющее большинство полиметаллических месторождений. Подобных примеров имеется множество. Распределение основных геологических формаций на территории Средней Азии приведено в табл. 1 по данным К. Л. Бабаева.

Таблица 1

Распределение основных геологических формаций на территории Средней Азии (в % от площади)

Пояс	Формация					Итого
	сланцевая	карбонатная	карбонатно-терригенная	эффузивная	интрузивная	
Северо-Тяньшаньский .	14	Менее 1	2	2	9	27
Южно-Тяньшаньский						
Северная ветвь . . .	7	12	4	2	4	29
Южная ветвь	17	2	6	Менее 1	5	30
Памирский	11	1	0	1	1	14
Всего	49	15	12	5	19	100

Опыт изучения особенностей металлогенической специализации структурно-фациальных зон и отдельных формаций Урала и Тянь-Шаня (В. Г. Гарьковец) дает основание к расширению перспектив территории Узбекистана на выявление новых типов медноколчеданных и железных руд, платиноидов и других полезных ископаемых, широко известных на Урале. Проведены широкие исследования рудоносности районов и рудных полей для установления в них крупных месторождений эндогенных полезных ископаемых на основе условий размещения оруденения и статистико-математической обработки данных металлогенического анализа (Н. Н. Боровко), изучен характер взаимного расположения месторождений в пространстве (А. И. Краснов) и зависимости структуры рудных полей от характера источника оруденения, глубинного строения и типизации объектов по объемным морфогенетическим признакам (П. Ф. Иванкин) и др.

Заметное повышение достоверности геолого-экономической оценки перспектив рудоносности рудных районов и полей связано с развитием структурно-геологических исследований в Средней Азии (А. В. Королев, П. А. Шехтман, В. А. Королев и др.). Эти исследования увенчались к настоящему времени разработкой количественных методов оценки прогнозных запасов эндогенных месторождений, рудных полей и районов, которые

явились предметом специального обсуждения на выездной сессии металлогенической секции Совета по региональному геологическому изучению территории СССР.

Последовательная и четкая систематизация ведущих признаков и критериев геолого-структурных типов рудных полей Средней Азии используется для оценки перспектив с учетом структурной позиции. Распределение полиметаллических рудных полей и запасов руд по формациям приведено в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Распределение полиметаллических рудных полей и запасов по формациям

Формация	Группы рудных полей				Итого
	Складчатые	Разрывные	Контактовые	Сложные	
Сланцевая	—	$\frac{1}{2,0}$	—	$\frac{1}{0,1}$	$\frac{2}{2,1}$
Карбонатная	$\frac{8}{22,4}$	$\frac{4}{5,2}$	$\frac{3}{4,5}$	$\frac{2}{1,7}$	$\frac{17}{33,8}$
Карбонатно-терригенная	—	—	$\frac{2}{0,5}$	$\frac{1}{9,6}$	$\frac{3}{10,1}$
Эффузивная	$\frac{2}{1,1}$	$\frac{7}{7,0}$	—	$\frac{1}{1,4}$	$\frac{10}{9,5}$
Интрузивная	—	$\frac{6}{17,5}$	$\frac{1}{1,7}$	—	$\frac{7}{19,2}$
Контактово-метаморфическая	—	—	$\frac{8}{24,4}$	$\frac{1}{0,9}$	$\frac{9}{25,3}$
Всего	$\frac{10}{23,5}$	$\frac{18}{31,7}$	$\frac{14}{31,1}$	$\frac{6}{13,7}$	$\frac{48}{100}$

Примечание. В числителе — число рудных полей; в знаменателе — относительное количество запасов, приходящихся на долю рудных полей этого типа (в % от общих запасов).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в Средней Азии наибольшее число полиметаллических рудных полей приурочено к карбонатной формации, причем ведущее место занимают рудные поля складчатого типа. На втором месте по металлоносности стоит контактово-метаморфическая формация, включающая большинство рудных полей контактового типа. По этим же данным устанавливается, что наибольшие запасы полиметаллических руд заключены в рудных полях, связанных с карбонатно-терригенной, несколько меньшие — с контактово-метаморфической и интрузивной формациями.

Таким образом, на примере Средней Азии видно, что наличие исходных геологических данных о структурно-формационных особенностях территории и о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых и факторах локализации эндогенного оруденения, выявляемых в ходе металлогенических исследований, раскрывает возможность достоверной научно обоснованной геолого-экономической оценки перспектив рудоносности изучаемой территории.

МЕТОДЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, РУДНЫХ ПОЛЕЙ И РАЙОНОВ

Геологическое прогнозирование месторождений полезных ископаемых представляет естественный результат геологических исследований. В практике геологосъемочных и поисково-разведочных работ оно проводится повсеместно, систематически, во всех масштабах и даже определяется

в категориях запасов. Примером практического прогнозирования являются планы прироста запасов, увеличения фонда площадей для разведки и поисков и некоторые другие виды работ, в результате которых оконтуриваются конкретные перспективные участки (Красников, 1959). Совершенствование теории и методики геологического прогнозирования привело к оформлению специальных научных направлений: минерагении и структур месторождений полезных ископаемых. Последнее направление успешно разрабатывается и развивается в Средней Азии благодаря многолетней плодотворной научной деятельности его основоположника и инициатора А. В. Королева.

Первые прогнозные карты были составлены еще в годы Отечественной войны. В конце 40-х годов выполнялись исследования экспериментального характера, для чего были выбраны хорошо изученные рудные поля различных структурных типов. В дальнейшем работы проводились на рудных полях различных структурных и генетических типов и в разной мере изученных. К настоящему времени изучено свыше 50 рудных полей свинцово-цинковых, вольфрамовых, оловянных, медных, золотых, флюоритовых, мышьяковых, ртутных, сурьмяных месторождений Средней Азии, Кавказа, Урала и Алтая.

Во всех случаях при геологическом прогнозировании выделяются следующие задачи исследования:

- 1) разработка поисковых критериев и признаков нахождения определенных месторождений — рудоконтролирующих факторов;
- 2) установление характера и меры связи месторождений с каждым данным критерием, признаком;
- 3) изучение изменчивости и распределения критериев в геологическом пространстве. Практически выражается в составлении металлогенических и прогнозных карт;
- 4) собственно геологическое прогнозирование — обоснование ожидаемого распределения месторождений, перспективных площадей и запасов полезного ископаемого.

При научной разработке поисковых критериев наряду с теоретическими предпосылками важную роль играют аналогии, и это естественно. Вместе с тем широкое, некритическое пользование аналогиями составляет основной источник просчетов и ошибок. Как известно, аналогия — это частичное сходство или подобие между различными предметами, явлениями в определенных отношениях. Таким образом, аналогия это не тождество. Вследствие этого, проводя аналогию, нужно руководствоваться логическими правилами. Поясним некоторые из них.

1. Установив аналогию, следует выяснить границы ее распространения. Например, месторождения, аналогичные по генезису, могут оказаться совершенно различными по форме.

2. Необходимо точно определять объем аналогичных признаков. Пренебрежение этим правилом приводит к стиранию различий между аналогичными явлениями. Примером могут служить описания типов месторождений и характеристики запасов разных категорий во многих инструкциях ГКЗ.

3. Нельзя подменять аналогию гомологией, т. е. принимать за аналогичные такие признаки, которые имеют разные функции. В биологии подобные соотношения определяются термином конвергенция. Геофизические аномалии и различные ореолы часто гомологичны.

4. Следует оценивать относительную значимость аналогичного. Например, аналогичные вмещающие породы не доказывают аналогичного генезиса месторождений.

5. Следует оценивать также ту силу связи, которую устанавливает данная аналогия. Умозаключения по аналогии со слабыми связями — это одна из самых опасных ошибок. Такие ошибки особенно часто встречаются в статистических исследованиях.

Рассмотрим примеры. Ф. Блондель (Blondel, 1956) предлагает для предвидения результатов поисков и разведки использовать аналогию с достаточно хорошо изученными площадями. Он обработал статистические данные о добыче и определил стоимость годовой продукции горной промышленности на единицу площади; этот показатель им был назван «плотностью минерализации». Вот некоторые из таких цифр (в долларах на 1 км²): Люксембург — 4060, ФРГ — 526, Англия — 300, Югославия — 278, Гана — 233, США — 223. Вывод из этого следующий: чем меньше площадь страны, тем выше «плотность минерализации» (?).

В каждом регионе Ф. Блондель распределил месторождения по стоимости и нашел, что они подчиняются логнормальному закону. Использование этого вывода показано на примере США. Если разделить всю их территорию на квадраты площадью в $100 \cdot 10^4$ км², то в каждом таком квадрате проводится добыча полезных ископаемых. Из числа квадратов площадью в $100 \cdot 10^3$ км² продуктивны 95%; продуктивность квадратов в $100 \cdot 10^2$ км² приблизительно 50%, а из квадратов в 100 км² продуктивен один из 1000 (0,1%). Таким образом, Ф. Блондель приходит к выводу, что возможности страны по полезным ископаемым можно оценивать статистически независимо от геологической карты, и считает правомерным распространять найденные им соотношения и на территории других малоисследованных стран.

Ошибочность, неприемлемость выводов Ф. Блонделя очевидна. Сила связи между площадью стран и «плотностью минерализации» исчезающе мала.

Более правильно подходит к оценке продуктивности территорий В. Петрашек (Petraschek, 1965). Для этой цели им выводится показатель «удельной рудонасыщенности» с размерностью: тонн на 1 км² площади. Для расчетов учитываются запасы (а не добыча) в пределах определенных геологических регионов (а не административных территорий). Показатели В. Петрашека такие: а) Атлас в Тунисе — 30 т Pb + Zn и 620 т Fe; б) Альпы в Австрии — 24 т Pb + Zn + Cu и 2600 т Fe; в) Родопы в Болгарии — 90 т Pb + Zn + Cu и 1250 т Fe.

Что же касается метода статистической оценки продуктивности территорий, то для его понимания стоит привести еще один пример. М. Аллэ (Allats, 1956) оценивает потенциальную рудоносность территории Алжирской Сахары по аналогии со средними данными о «плотности минерализации», выведенными для территорий Франции, США и некоторых других районов мира. Учитываются сложные экономические условия Сахары и поэтому кондиции на минимум добычи повышаются примерно до 1 млн. долларов в год. Принимается, что распределение месторождений по крупности подчиняется закону Пуассона и с этой кривой снимаются значения вероятности нахождения месторождений каждого размера на оцениваемой территории. Совершенно ясно, что эти исследования привязаны к территории Сахары условно, их можно приложить, ничего не изменяя, к любой другой территории. Таким образом, этот расчет иллюстрирует ошибку в определении объема аналогии, приведшую к стиранию всех различий, связанных с геологическим строением оцениваемых областей.

Метод Ф. Блонделя привлек внимание некоторых американцев, о чем можно судить по статье Л. Сликтера (Slichter, 1960), в которой оценивается добыча металлов в районе Боулдер Дам и показывается согласие ее распределения с логнормальным законом.

Избежать ошибок аналогий можно. Для этого нужно повысить достоверность сравниваемых характеристик, усилить их объективность, сравнивать конкретно по элементам. Требуется совершенствовать методику исследований по крайней мере в следующих трех направлениях:

1) разрабатывать и применять в массовом масштабе количественные методы характеристики геологических явлений и процессов на всех этапах

исследований. Накопленный опыт позволяет утверждать, что количественные характеристики могут быть получены для любых явлений;

2) усиливать индуктивные стороны исследований, стремясь к переходу от аналогий по частным признакам к общим аналогиям. Применительно к геологическому прогнозированию это будет выражаться в оценке перспективности не по отдельным факторам и критериям, а по геологическим позициям. Отметим, что оптимальная оценка геологической позиции определяется благоприятным сочетанием факторов и она может не совпадать с оптимальными значениями отдельных факторов;

3) оценка по геологическим позициям требует расширения объема информации. Так, например, если в основу прогнозирования положить известную концепцию Эммонса, то можно ограничиться петрологической информацией, а разработка концепции парагенетических связей требует уже значительно более обширной информации.

Современный уровень знаний позволяет считать, что генетические связи эндогенных месторождений гетерогенны. Этим определяется необходимость при геологическом прогнозировании вовлекать в анализ все факторы минерагении, а при оценке перспектив использовать все критерии и признаки. В самом общем виде эти факторы можно объединить в следующие две группы.

Структурные факторы, характеризующие внешнюю обстановку минерагении. Тектонические и физико-механические факторы определяют физическую обстановку, литологические и петрохимические — химическую. Эти факторы доступны для непосредственного изучения. Они определяют геологическую позицию месторождения.

Генетические факторы, характеризующие силы минерагении. Минералогические и геохимические факторы определяют внутреннее состояние минерагенетических агентов, а магматические, геотектонические, палеогеографические факторы — внешние условия минерагенетических агентов. Во взаимодействии этих факторов состоит геологический процесс минерагении. Эти факторы изучаются по их материальному выражению — конечным продуктам — формациям: магматическим, литологическим, минеральным; они характеризуют генетический тип месторождения. Известное значение при их изучении будут иметь эксперименты.

Рассматривая факторы с другой точки зрения, нужно разделять их на рудоподводящие (пути растворов, состав растворов) и рудолокализирующие.

В отдельную группу следует объединить поисковые признаки. В общем виде это ореолы различного типа и генезиса. По отношению к минерагенетическому процессу выделяются ореолы протогенетичные (например, дайковые пояса), сингенетичные (первичные ореолы рассеяния), эпигенетичные (вторичные ореолы рассеяния).

Значимость отдельных факторов и признаков для концентрации полезного ископаемого можно установить сравнительно легко, используя фактические данные и аналогии. Совершенно очевидно, что решающее значение имеют рудоподводящие факторы. Среди рудолокализирующих наибольшее значение принадлежит тому фактору, который наиболее изменчив; во многих случаях это структурный фактор.

Труднее получить интегральные оценки значимости геологических позиций; здесь возникает проблема относительной значимости факторов, их информативности. Первые примерные подходы к разрешению этой проблемы привели к выводу (Шехтман, Федорчук, Королев, 1964), что относительная значимость факторов изменяется при оценке месторождений различного генезиса, а также зависит от масштаба прогнозирования (табл. 3).

Таковы некоторые аспекты проблемы количественного прогнозирования. Их можно суммировать в виде следующих частных проблем:

- 1) количественная оценка геологических явлений массовыми методами;
- 2) количественная оценка рудоконтролирующих факторов, определяющих минерагению района;
- 3) сравнительная и абсолютная оценка значимости факторов;
- 4) интегральная оценка геологических позиций;
- 5) количественное прогнозирование запасов, типы геологопрогнозных и минерагенических карт.

Таблица 3

**Факторы и их относительное значение при прогнозировании
в разных масштабах**

Масштабы прогнозирования	Объект изучения	Группы факторов		
		Структурно-тектонические	Петрохимические	Генетические
Мелкие	Провинции	Геотектонические 3	Фациальные 1	Магматические 2
Средние	Пояса	Тектонические 2	Фациально-литологические 3	Геохимические 1
Крупные	Районы	Структурные 3	Литологические 2	Минералогическо-геохимические 1
Детальные	Поля	Структурные 2	Литологические 3	Минералогические 1
Подробные	Месторождения и тела	Структурные 3	Литологические 2	Химические 1

Относительное значение фактора: 3 — ведущая роль, 2 — среднее значение, 1 — наименьшее значение.

Количественная оценка геологических явлений

Количественная оценка геологических явлений позволяет устанавливать между ними корреляционные связи и учитывать их влияние на минерагению не путем умозаключений, а в цифрах. Количественные методы следует применять тогда, когда нужно установить изменчивость геологических явлений в зависимости от геологических позиций. Интенсивность проявления геологических явлений оценивается или в абсолютных цифрах, или в относительных — в баллах.

Общеизвестным примером оценки в баллах может служить шкала Мооса. В наших исследованиях применяются различные приемы оценки в баллах. При оценке в баллах признаков, поддающихся количественной характеристике, шкала оценок может иметь равные классовые интервалы, а характеризующее ею явление — прогрессию с переменным шагом (табл. 4).

При оценке факторов, имеющих только качественное выражение, в баллах оценивается благоприятность каждого из них для рудоотложения. Например, благоприятность различных частей антиклинальной складки: ее осевой части, одного крыла, другого крыла, периклиналей, ундуляций.

Нужно также учитывать и относительное значение факторов. В общем случае критериями оценки могут быть следующие:

- а) рудоподводящие факторы имеют наибольшее значение;
- б) чем сильнее изменчивость фактора в пространстве, тем меньше выделяемые по нему однородные блоки, тем выше его значимость;

Характеристика некоторых шкал оценки в баллах

Характеризуемые явления	Показатели	Классы интервалов				
		1	2	3	4	5
Серицитизация	Количество серицита в породе в %	Менее 5	5—10	10—50	50—80	Более 80
	Оценка в баллах	0	1	2	3	5
Пластичность*	Показатель пластичности	Менее 180	181—230	231—300	300—400	Более 400
	Оценка в баллах	1	2	3	4	5

* Вычислена по методике А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965).

в) чем меньше изменчивость минерализации в пределах однородных блоков, тем выше значимость фактора.

Следует также иметь в виду, что оптимальное и максимальное значения факторов редко совпадают. Для примера приведем сопоставление оценок благоприятности пористости для рудоотложения:

Пористость в %	2	4	6	10	12
Оценка благоприятности в баллах	1	2	5	2	1

Оценка интенсивности геологических явлений в баллах

Балльная оценка интенсивности явлений применяется, например, при картировании измененных пород, деформаций, текстурных признаков и пр. Оценка интенсивности этих образований в абсолютных цифрах чаще всего практически невозможна, так как требует чрезмерно высоких затрат времени. Балльная оценка предполагает точное определение интервала, в пределах которого изменяются содержания того или иного компонента. При соответствующем подборе длин интервалов, когда количественные изменения вызывают определенные, хорошо фиксируемые качественные изменения в горных породах, метод оценок в баллах при достаточной точности становится весьма надежным. Его применение не только повышает качество геолого-структурных карт, но и рационализирует документацию в ходе геологического картирования.

В практике оценок интенсивности изменений пород применялись пяти- и трехбалльная шкалы, а для оценки интенсивности деформаций пород пяти-, четырех- и трехбалльные шкалы.

Пятибалльная шкала оценок интенсивности изменений изверженных пород в первом варианте была разработана Е. Н. Ищенко для крупномасштабной геолого-структурной карты Юго-Западного Карамазара. Эта шкала учитывает разницу в количествах новообразованных минералов в 5—10%. Такие колебания определяются преимущественно в шлифах, но не всегда улавливаются макроскопически. Пятибалльная шкала оценок изменений пород, применявшаяся В. А. Королевым, учитывает как микро-, так и макропризнаки (табл. 5).

При детальном картировании золоторудных месторождений в вулканогенной и интрузивной формациях Кураминского хребта применяется трехбалльная шкала оценок интенсивностей изменений пород, разработанная Ю. А. Авериним. Она оказалась достаточно дробной, для того чтобы хорошо улавливать в поле качественные изменения пород. Характерно, что в породах различного состава одинаковые по интенсивности изменения соответствуют различным количествам новообразованных минералов.

Оценка степени послемагматических изменений изверженных пород в баллах

Тип изменения	Степень изменений в баллах				
	1	2	3	4	5
Скарнирование	Наблюдаются скарновые минералы (гранат, пироксен и др.)	Развитие скарновых минералов, главным образом по темноцветным минералам, в меньшей степени по полевым шпатам	Частичное или полное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов, появление гнезд и прожилков скарновых минералов	Скарн с реликтами незамещенной породы	Скарн
Альбитизация	Кирпично-красная окраска полевых шпатов			Появление прожилков альбита; новообразование альбита в основной массе	Обилие прожилков альбита; участки и поля альбита в породе
Эпидотизация	Частично замещены темноцветные минералы и полевые шпаты	Полное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов, появление гнезд и прожилков эпидота	Полное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов; обилие гнезд и прожилков эпидота	Эпидотовая порода с реликтами первичной породы	Эпидозит
Серицитизация	Зерна плагиоклаза частично замещены серицитом (цвет белый, блеск тусклый)		Полное замещение плагиоклаза серицитом, развитие серицита по темноцветным минералам и в виде гнезд и прожилков по основной массе	Осветление породы с сохранением элементов первичной структуры и состава	Осветленная серицитовая порода
Ортоклазизация	Развитие ортоклаза по полевым шпатам (бледно-розовый цвет), появление новообразований ортоклаза		Много прожилков, гнезд, агрегатных скоплений ортоклаза	Новообразования ортоклаза занимают более 50% породы, (но различны остатки первичных минералов и структуры)	Ортоклазовая бледно-розовая порода
Хлоритизация	Частично замещены темноцветные минералы		Замещены темноцветные минералы, частично полевые шпаты; появление гнезд и прожилков хлорита	Среди хлорита распознаются участки слабоизмененных пород	Хлоритовая порода
Окварцевание	В породе присутствуют гнезда и прожилки кварца (до 10%)	Затронуты отдельные минералы; образуются агрегатные скопления и прожилки кварца (до 20%)	В значительной степени замещены породообразующие минералы; порода рассечена густой сетью кварцевых прожилков	Среди сливного кварца наблюдаются остатки первичной породы	Вторичный кварцит
Карбонатизация	Отдельные зерна карбоната	Начало частичного замещения темноцветных минералов и плагиоклазов	Полное замещение темноцветных минералов и плагиоклазов; появление прожилков кальцита	Количество прожилков кальцита достигает 30—40%	Обилие прожилков кальцита
Пиритизация	Отдельные зерна пирита	Содержание пирита до 2%	Содержание пирита от 2 до 5%	Содержание пирита более 5%	Содержание пирита более 10%
Каолинизация	Помутнение отдельных зерен полевых шпатов	Полевые шпаты частично или нацело замещены (рыхлый, землистый облик)		Осветленная рыхлая порода с реликтами менее измененной породы	Рыхлая глинистая порода

Например, при серицитизации интенсивностью в 1 балл содержание серицита составляет: в кварцевых порфирах 15—20%, в гранитах 10—25%, в андезитовых порфиритах 20—30%; оно определяется содержанием в породах плагиоклазов.

При картировании изменений пород в баллах составляются эталонные коллекции, с которыми сравниваются отбираемые образцы.

При количественных оценках интенсивностей деформаций пород в практике также удобно оперировать не абсолютными величинами удельной трещиноватости, сланцеватости и т. п., а баллами, характеризующими определенные интервалы значений. Этим достигается некоторое усреднение сравниваемых показателей, позволяющее существенно ускорить процесс оценки. Так, рекомендуется следующая, широко применявшаяся в практике геологосъемочных работ шкала оценок трещиноватости пород в баллах:

- 1 балл — меньше 10 трещин на 1 пог. м,
- 2 балла — от 10 до 20 трещин на 1 пог. м,
- 3 балла — от 20 до 50 трещин на 1 пог. м,
- 4 балла — от 50 до 100 трещин на 1 пог. м,
- 5 баллов — свыше 100 трещин на 1 пог. м.

Подобные шкалы применяются для характеристики слоистости, зернистости, дислоцированности, текстурных признаков и др.

К методике количественной характеристики некоторых процессов минералообразования

Этот вопрос рассматривается на примере Курусая, где В. А. Тарасовым были определены: во-первых, оптимальное соотношение составов

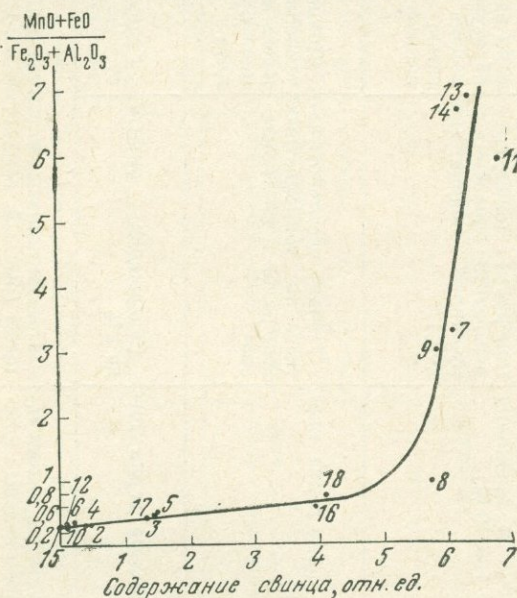


Рис. 1. Влияние закисных компонентов на содержание свинца (Курусай). По В. А. Тарасову
Цифры в поле графика — количество анализов

исходных пород, обуславливающее активное течение процесса скарнообразования, и, во-вторых, зависимость между интенсивностью выпадения сульфидов из раствора и концентрацией в нем закисных компонентов (рис. 1). Для этой цели подсчитывались истинные объемы пород, вовлеченные в процесс скарнообразования на участке, где оруденение размещается в пологозалегающей толще верхнего палеозоя и приурочено к горизонту известково-аркозовых конгломератов. Скарны, сложенные гранатом и пироксеном, развиваются не по всему горизонту конгломератов, а в тех его интервалах, которые содержат много цемента и имеют в гальках определенные количественные соотношения карбонатных и алюмосиликатных пород.

Количество карбоната и алюмосиликата в исходной породе подсчитывалось по содержанию соответствующих компонентов в гранате и пироксене, заимствованных ими в процессе скарнообразования, исходя из представления об инертном поведении окиси кальция, кремнезема и глинозема. Расчеты основаны на результатах химических анализов минералов скарнов и подсчета в шлифах на интеграционном столике коли-

чества непрореагировавшего остатка карбонатных и алюмосиликатных компонентов.

Содержание $\text{CaO} + \text{MgO}$ в пироксене составило 24%, в гранате 32%. Однако исходные количества этих окислов, реализованные в процессе скарнообразования, представляли несколько большую величину в связи с разницей в удельных весах между гранатом (3,6), пироксеном (3,2) и карбонатом (2,7). Поправки в удельных весах составили: 1,32 (3,6 : 2,7) для карбоната в гранате и 1,18 (3,2 : 2,7) — в пироксене. С учетом поправок содержание $\text{CaO} + \text{MgO}$, принятое для дальнейших расчетов, составило 42% в гранате и 28% в пироксене. К вычисленному количеству $\text{CaO} + \text{MgO}$ добавляется углекислота в том соотношении молекулярных весов, какое нужно для образования карбоната кальция (56 : 44), учитывая незначительное содержание MgO . Итог прибавляется к карбонату, содержащемуся в цементе в свободном виде. Полученная сумма представляет исходное количество карбоната в цементе.

Содержание алюмосиликатного материала определялось из его количества, находящегося в виде непрореагировавшего остатка в цементе плюс разница после вычитания количества карбонатного компонента из скарновых минералов.

Вычисленные количественные соотношения карбонатного и алюмосиликатного материала в исходной породе выявляют следующие особенности процесса скарнообразования.

1. Интенсивность скарнообразования обусловлена соотношением карбонатов и алюмосиликатов в цементе конгломерата. При постоянном количестве цемента скарнообразование тем интенсивнее, чем ближе соотношение компонентов к оптимальному — 34% карбоната и 66% алюмосиликата. При постоянном соотношении этих компонентов процесс скарнообразования тем более активен, чем больше цемента.

2. Образование скарнов только в определенном диапазоне соотношений карбонатов и алюмосиликатов свидетельствует об их инертности. В противном случае следовало бы ожидать проявления одинаковой интенсивности скарнирования во всей толще конгломератов, поскольку всегда недостаток одного из компонентов мог бы восполниться привнесом. Этого, однако, не наблюдается.

В Курусе определилась преимущественная приуроченность оруденения к пироксеновым экзоскарнам. Как выяснилось, не любой пироксеновый скарн в одинаковой мере подвергается замещению рудными минералами. При равных структурных условиях полиметаллическое оруденение приурочено к определенному типу пироксена — мангангеденбергиту, что обусловлено особенностями его состава. Этот минерал отличается от других пироксенов (салита, геденбергита) высоким содержанием Mn , а от гранатов — Mn и закисного Fe . По этому признаку относительная благоприятность среды рудообразования может быть выражена отношением суммы содержаний закисных компонентов ($\text{MnO} + \text{FeO}$) к сумме окисных ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$). Установлена зависимость содержания свинца от величины этого отношения; даже незначительные колебания в содержании закисных компонентов сказываются на концентрации оруденения. Эта зависимость наблюдается лишь до предела величины отношения, равной примерно 1,0. Дальнейшее возрастание этой величины уже не столь существенно для концентрации оруденения.

*Оценка геологических образований
в абсолютных показателях*

Оценка в абсолютных показателях получается, например, при металлометрических, шлиховых, геофизических съемках. Во всех случаях результаты удобно представлять в виде карт распределения данного показателя, характеризуемого преимущественно изолиниями. Такие карты



нередко строят без учета геологической ситуации приемами геометрической интерполяции. Предпочтительнее в качестве основы брать геологическую карту и строить на ней изолинии с мотивировкой способов интерполяции. В последнем случае и сами пункты наблюдений нужно располагать с учетом геологических позиций.

Так, например, для шлиховой и пломбометрической съемки в условиях Карамазара (Королев, Шехтман, 1952) основными критериями для выбора мест взятия проб должны быть формы рельефа и направление переноса материала. Особо важными являются точки перегибов рельефа. На однообразном склоне ими будут точки изменения угла наклона или направления стока. В ложбинах очень интересны места уменьшения уклона. При этом тщательно учитывается геологическое строение площади: наблюдения должны охарактеризовать все виды пород, складчатые и разрывные формы, измененные зоны.

Оценка интенсивности магматизма может быть выражена в процентах площади (Бабаев, 1964) распространения магматических комплексов.

Массовая количественная оценка геологических явлений доступна для рационализации. Известна разработанная Ю. С. Шихиным система документационных карточек и замена полевых книжек карточками (Королев, Шехтман, 1965). В настоящее время в САИГИМС разработана методика полевой документации на перфокартах ручной сортировки. Такая первичная документация может частично обрабатываться машинными способами.

Количественная оценка рудоконтролирующих факторов

Перечисленные в предыдущем разделе частные геологические образования представляют элементы тех более общих явлений, которые мы называем факторами размещения минерализации. Так, например, рассматривая разлом, мы охарактеризуем его такими количественными показателями, как элементы залегания, мощность зоны разлома, трещиноватость пород и их изменения, насыщенность дайками и т. п. Пользуясь этими частными явлениями, можно разделить зону разлома на ряд геологически однородных участков (блоков, граней), в которых все или главные характеристики будут относительно постоянны. Эти участки будут характеризоваться различным отношением к процессу рудолокализации. Задача количественной оценки фактора состоит в том, чтобы установить характер связи между ними и интенсивностью минерализации.

Чем больше частных геологических явлений вовлекается в характеристику фактора, тем сложнее и разнообразнее будут характеристики однородных участков, а сами участки будут все меньших размеров. Для глубины анализа явлений эта дробность только полезна. В дальнейших исследованиях всегда можно частично обобщить исходные показатели и укрупнить однородные участки.

Методика количественной оценки роли рудоконтролирующих факторов состоит в установлении корреляции между ними и минерализацией. В зависимости от масштаба исследований в корреляцию вовлекаются различные показатели минерализации.

Изучение корреляции между факторами и минерализацией может и должно проводиться разными методами в зависимости от характера фактора. Различаются факторы непрерывные (например, состав пород) и прерывистые (например, дайки), независимые и сопряженные, с прямой и обратной корреляцией.

Оценка факторов при детальном исследовании

При детальном исследовании на месторождениях количественная оценка рудоконтролирующих факторов состоит в их корреляции с рудными телами. Исходные данные представляет кадастр рудных тел с характеристикой их состава, строения, морфогенезиса, частных рудоконтро-

лирующих элементов, размеров, запасов. Рудные тела в кадастре распределяются по классификации структурных типов рудных тел (Королев, Шехтман, 1965). Уже сама эта систематика определяет общие закономерности искомой корреляции. При дальнейшем исследовании необходимо детализировать установленные закономерности. Пусть, например, для секущих рудных тел в разломе доказан факт прямой корреляции с прерывистым фактором — оперяющимися трещинами. Тогда детализировать нужно такие элементы, как значение угла между основной и оперяющей поверхностями, интенсивность дробления пород в зоне их сопряжения, ориентировка линии сопряжения и т. п. Большинство этих признаков окажутся взаимозависимыми и тогда в дальнейшем можно будет ограничиться исследованием одного из них — главного.

Связь между главным рудоконтролирующим фактором и минерализацией может быть функциональной и статистической. Функциональные связи обнаруживаются в относительно простых геологических условиях. Так, в рудных полях разрывного типа среди квазиизотропных изверженных пород, где оруденение контролируется поверхностями сколовых нарушений, а структурный план и характер тектонических перемещений сохраняются неизменными, распределение оруденения контролирует такой непрерывный фактор, как топография поверхности разлома. Проявляется зависимость интенсивности оруденения от элементов залегания однородных участков (граней) этой поверхности. Такая зависимость выявлена для распределения руд в главной рудной зоне Чорухдайронского месторождения (Королев, Шехтман, 1965, стр. 464).

В контактовых рудных полях размещение оруденения контролируется обычно формой контактной поверхности. В Ингичкинском вольфрамовом рудном поле оруденение размещается в пологом согласном контакте известняков с гранитоидным массивом. По исследованиям П. А. Шехтмана, рудоконтролирующим движением было общее сползание известняков кровли по поверхности интрузива. При этом приоткрывались и оказывались благоприятными для размещения руд участки контактовой поверхности с определенными морфологическими особенностями и элементами залегания.

В Алтынтюкканском рудном поле, по данным В. А. Королева, оруденение контролируется крутопадающими секущими контактными поверхностями даек, залегающих в сложном разломе. При общем правом сбросо-сдвиговом смещении распределение мощностей рудных тел зависело от элементов залегания отдельных участков поверхности (табл. 6). Наиболее благоприятны крутые грани субширотного простирания.

Таблица 6
Зависимость мощности рудных тел от элементов залегания
граней разлома в Главной рудной зоне

Грани разлома	Элементы залегания граней		Средние мощности рудного тела, м
	Азимут падения, град	Угол падения, град	
Северо-западные	285—360	37—90	10
в том числе	320—360	70—90	60
Северо-восточные	0—48	35—90	40
Юго-восточные	130—160	40—90	30
Юго-западные	205—225	70—80	20

Обычно геологические условия бывают более сложными, и на формирование минерализации влияет несколько взаимодействующих факторов. При таких условиях корреляция устанавливается статистически.

Основой метода количественной оценки служит прием анализа уединенного фактора. Уединение достигается тем, что все показатели минерализации распределяются по группам изменений данного анализируемого фактора. Все остальные факторы распределяются по этим группам беспорядочно и влияние их по закону больших чисел компенсируется. Данный прием допустим только для несопряженных, непрерывных факторов.

Для целей уединения факторов удобно применять графическое интегрирование. Строятся детальные планы-схемы размещения оруденения в изолиниях мощностей и содержаний (или метропроцентов) металлов по площади рудоконтролирующей поверхности. На эти основы наносятся границы однородных участков распространения анализируемого фактора и они сопоставляются. Применяются и обычные аналитические расчеты.

Степень сложности такого исследования зависит от особенностей геологического строения месторождения. Так, в рудных полях секущего типа в однородных породах (гранодиориты, эффузивы) на распределение мощностей и содержаний влияет характер и интенсивность деформаций вмещающих пород, которые в свою очередь зависят от морфологии рудоконтролирующего разлома. Другими словами, изменение значений мощностей и содержаний зависит от элементов залегания граней разлома. В рудных полях согласного типа изменение мощностей рудных тел нередко определяется мощностью рудовмещающего горизонта, т. е. имеет фациальную природу, а изменение содержания металла в рудах во многом зависит от интенсивности тектонических деформаций и физико-химических факторов. В сложных рудных полях, где на размещение оруденения большое влияние оказывает фактор сочетания вмещающих пород разного состава, изменение мощностей и содержаний минеральных тел зависит от фаций осадочных и формаций интрузивных пород, а также характера тектонических деформаций, которые чаще всего оказываются весьма неоднородными. Основами для выявления и выражения этих зависимостей служат структурные планы (в изогипсах) и вертикальные проекции (в изолонгах) рудоконтролирующих поверхностей.

Простейший способ учета рудоконтролирующих факторов — их относительная оценка в баллах. Шкалы оценок могут строиться разными способами.

1. Подсчет числа случаев участия данного фактора в качестве главного или второстепенного в формировании рудных тел различных типов. Полученные числовые показатели в дальнейшем приводятся к общему знаменателю путем деления на наименьшее значение; дробные значения могут округляться. Таким образом, получается сводная шкала оценок. Оценка в баллах удобна тем, что позволяет быстро получать достаточно точные и сопоставимые значения по качественно различным показателям.

На месторождении Уточак (рис. 2), например, учитывались следующие факторы: состав даек и вмещающих пород, удаленность оруденения от контактовой поверхности, удаленность оруденения от разломов, морфология Центрального разлома и морфология контактовой поверхности. Путем выборки результатов опробования по каждому из перечисленных факторов подсчитывались средние показатели оруденения.

2. Статистический учет количества запасов руды или металла, приходящихся на рудные тела, сформированные при участии данного фактора. В каждом рудном теле выделяется главный фактор и запасы (в объеме руды) суммируются по этому фактору. Затем осуществляется переход к шкале баллов путем приведения полученных значений к общему наименьшему показателю. Этот способ использован для оценки относительного значения факторов в месторождениях Алтынтошканского и Чадакского рудных полей.

В Чадакском рудном поле оруденение избирательно приурочено к эффузивным породам, названным средним ярусом. Вследствие этого

**Оценка в баллах рудоконтролирующих учетных факторов
по Чадакскому рудному полю**

Факторы	Структурные ярусы		
	Нижний	Средний	Верхний
Рудоподводящие			
Рудоконтролирующие разломы, маркированные дайками порфиритов и гранитоидов Главные, северо-западного направления Второстепенные, северо-восточного направления	3	5	3
Благоприятные породы	1	2	2
Кварцевые порфиры	4	5	—
Перекристаллизованные эффузивы и гранитоиды	3	4	—
Массивные андезитовые и андезито-дацитовые порфириты	—	5	—
Туфы андезитовых порфиритов	2	3	—
Контакты интрузивов	3	5	—
Контакты даек	2	3	5
Структурные формы кровли гранитоидов			
Гребни	1	2	—
Ложбины	2	3	—
Рудолокализирующие			
Тип рудовмещающего разлома			
Взброс	3	5	—
Сброс	2	4	—
Трещинная зона	1	3	—
Сочетания пород в контактах			
Гранитоиды—гранитоиды	1	1	—
Гранитоиды—массивные эффузивы (кварцевые порфиры)	—	2	—
Гранитоиды—слоистые эффузивы	4	5	—
Массивные—слоистые эффузивы	3	5	—
Слоистые древние (допермские)—молодые (пермские) эффузивы	1	2	—
Длительность формирования рудовмещающих разломов			
Древние, многократно обновленные	4	5	5
Молодые, заложенные в предрудную тектоническую фазу	2	3	3
Длина однородных участков в рудовмещающих разломах			
До 100 м	1	2	3
От 100 до 300 м	2	4	5
Свыше 300 м	4	5	5
Сочетания рудовмещающих трещин			
Одиночные	3	4	5
Сопряженные по падению	4	5	5
Сопряженные по простиранию	3	4	5
Пересекающиеся	1	3	3
Характер предрудных изменений вмещающих пород			
Один тип изменений	1	2	2
Совмещение нескольких типов	2	3	4
Морфогенические			
Ориентировка рудовмещающих трещин по простиранию			
Меридиональные	3	5	5
Северо-восточные	1	3	4
Северо-западные	1	1	1

Факторы	Структурные ярусы		
	Нижний	Средний	Верхний
Ориентировка рудовмещающих трещин по падению			
Вертикальные	1	2	3
Крутопадающие (80—50°)	4	5	5
Экранирующее влияние поверхностей, пересекаемых рудовмещающей трещиной (даек, дорудных секущих разломов с глиной трещия и т. д.)	5	5	5
Минералого-геохимические			
Наличие золота			
По данным пробирных анализов	5	5	5
В ореолах рассеяния по данным спектро-золотомерии			
Концентрация свыше 0,5 г/т	5	5	5
Концентрация от 0,025 до 0,5 г/т	2	3	4
Наличие благоприятной минеральной ассоциации			
Пирит-кварцевой	4	4	4
Кварц-кальцитовой (с крупным серым кальцитом)	3	4	4
Кварц-анкеритовой (с пластинчатым анкеритом)	3	4	4
Халькопирит-кварцевой	3	4	4
Кварц-ортоклазовой	1	4	4
Кварцевой	1	2	3
Гематит-кварцевой	1	2	3
Скарновой	1	1	2
Кварц-флюоритовой	1	1	1
Баритовой	0	0	0

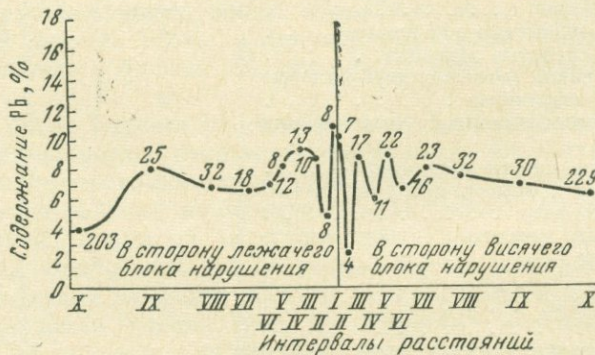


Рис. 2. Распределение средних содержаний свинца в зависимости от расстояния до секущего разрыва в кварц-сульфидных жилах месторождения Учочак. По Ю. С. Шихину
Цифры у точек — количество наблюдений

один и тот же фактор имеет разное относительное значение в зависимости от проявления его в подстилающем (нижнем), рудовмещающем или верхнем ярусе (табл. 7). Эти обстоятельства учтены с помощью следующих поправочных коэффициентов на уровень эрозионного среза: подстилающие породы не эродированы — $k = 1,0$; эродированы от 0 до 200 м — $k = 0,8$; эродированы от 200 до 500 м — $k = 0,5$; эродированы свыше 500 м — $k = 0,1$.

3. При оценке перспективных запасов на сурьмяно-ртутных месторождениях Н. А. Никифоровым (1964) и для оценки запасов меди в Алма-

лыкском районе И. Б. Федоровой (1964) в качестве показателя продуктивности применялся коэффициент рудоносности. Он вычислялся как отношение рудных и безрудных пересечений или площадей, расположенных в однородной геолого-структурной позиции, с последующим распространением полученного значения коэффициента на аналогичные, но не разведанные позиции.

4. Более совершенной является обработка числовой информации методами математической статистики, проводимая с применением различных вычислительных машин. Таким способом была выполнена обработка материалов на месторождениях Актюзского рудного поля. В основу исследований положен анализ изменения интенсивности оруденения по интервалам удаления от изучаемого фактора с последующим вычислением коэффициентов корреляции и вариации, а также силы связи между отдельными факторами. Здесь используется тот же принцип уединения факторов, но по зонам удаления. Как показывает опыт, такие исследования целесообразно проводить только при достаточно большом количестве результатов химических анализов (более 2,5—3,0 тыс.).

5. Наиболее прогрессивной является обработка числовой и другой количественной информации на электронно-вычислительных машинах. Помимо всего, она позволяет получить оценку информативности факторов.

Подобное исследование на месторождении Хайдаркан в Южной Фергане позволило установить относительную информативность факторов, показанную в табл. 8.

Т а б л и ц а 8
Относительная информативность факторов
в Хайдарканском рудном поле

Факторы	Относительная информативность, %
Среднее содержание ртути по данным металлометрии	20
Расстояние от оси складок III порядка	15
Расстояние от оси складок II порядка	13
Пластичность (хрупкость) пород	13
Угол падения	11
Расстояние от продольного разлома	9
Расстояние от косолежащего разлома	9
Азимут падения	5
Мощность джаспероидов	5

Машинной обработкой установлено пониженное относительное значение структурных факторов.

Оценка факторов при региональных исследованиях

При региональных исследованиях в рудных районах и металлогенических провинциях оценка минерагенических факторов состоит в их корреляции с месторождениями и более мелкими минеральными скоплениями. Исходные данные выбираются из кадастра месторождений, детально разработанного для металлогенических исследований. Обычно месторождения в кадастре распределяются по классам генетической классификации. Для изучения закономерностей размещения удобнее такие классификации, в основу которых положен формационный признак. Опыт корреляционного анализа подобных данных показал, что статистические связи между минерализацией и региональными тектоно-магматическими факторами часто не совпадают с нашими представлениями.

Для количественной оценки прогнозных запасов при прогнозно-металлогенических исследованиях необходимо получение двух категорий показателей: 1) перечня основных рудоконтролирующих факторов и 2) параметров их связи с масштабом месторождений. Для этих целей в САИГИМС разработана методика совместного анализа фактического материала, заложенного в картах-основах и в кадастре.

Каждое месторождение и рудопроявление необходимо рассматривать во взаимосвязи со следующими минерагеническими факторами:

- 1) тип и возраст геосинклинальной системы;
- 2) полнота проявления стадий развития геосинклинальной системы;
- 3) возраст (время консолидации) тектонической зоны;
- 4) геосинклинальный тип зоны;
- 5) тип петрографической провинции;
- 6) формации вмещающих пород (тип разреза);
- 7) характер и интенсивность (в % к площади района) магматизма (доскладчатого, соскладчатого, послескладчатого);
- 8) возраст месторождения (металлогеническая эпоха);
- 9) структурная позиция района (поля): степень дислоцированности, удаление от глубинных разломов, стратиграфическое положение;
- 10) рудная формация.

Для сопоставления используются следующие показатели минерализации, содержащиеся в кадастре;

- 1) запасы месторождения в руде и металлах (подсчитанные, перспективные);
- 2) размеры зон минерализации и рудных тел;
- 3) количество месторождений (рудопроявлений) на единицу площади;
- 4) содержание полезных компонентов в рудах (интенсивность минерализации);
- 5) характер и интенсивность околорудных изменений.

Показатели 1, 2 и 3 сопряженные и используются совместно, дополняя друг друга. То же относится к показателям 4 и 5. Эти показатели группируются по ступеням изменчивости оцениваемого фактора. Например, для установления значимости фактора формаций вмещающих пород, нужно назвать все формации, распределить по ним все месторождения и вычислить показатели удельной рудоносности формаций. Для определения зависимости между минерализацией и удалением от рудоконтролирующего разлома нужно выделить ступени удаления и для каждой из них выделить показатели удельной рудоносности. К сожалению, пока известны только частные случаи применения описанной методики в региональных металлогенических работах.

Сравнительная оценка значимости факторов

В результате применения рассмотренных выше приемов количественного учета факторов для эндогенных месторождений различных типов выяснилось, что относительная значимость факторов меняется в зависимости от различных причин. Сводная характеристика относительного значения факторов уже рассматривалась (см. табл. 3).

Из табл. 3 видно, что в целом средний оценочный балл структурно-тектонических факторов составляет 2,6; петрохимических 2,2; генетических 1,2. Структурные факторы преобладают. По мере укрупнения масштаба роль структурно-тектонических и петрохимических факторов возрастает, а генетических снижается. Причина этого заключается в том, что различные группы факторов имеют разную изменчивость во времени и в пространстве.

Структурно-тектонические факторы характеризуются высокой изменчивостью в пространстве, а изменчивость их во времени можно оценивать как среднюю. Петрохимические факторы также изменчивы по

форме, но в меньшей мере, чем первые. В целом их изменчивость может быть оценена как средняя. Генетические факторы характеризуются относительно малой изменчивостью в пространстве — однообразные процессы метаморфизма, деятельность гидротерм охватывает целые районы, а иногда и провинции. Зато во времени эти процессы эволюционные, подверженные пульсациям, реювенациям и другим существенным изменениям (табл. 9).

Таблица 9

Относительная изменчивость групп факторов

Группы факторов	Изменчивость		
	в пространстве	во времени	в целом
Структурно-тектонические Петрохимические Генетические	Очень высокая Выше средней Малая	Средняя Средняя Высокая	Локально высокая Средняя Регионально высокая

Конкретная сравнительная оценка относительного значения факторов возможна для тех из них, степень благоприятности которых оценивалась количественно. В настоящее время фактические материалы по такой оценке накоплены главным образом для структурных и литологических факторов. В таблицах 10 и 11 приведены осредненные оценки факторов, учтенных по 23 рудным полям. Относительное значение факторов меняется в зависимости от типов рудных полей (см. табл. 10). Из приведенных в таблицах данных видно, например, что в эндогенных рудных полях и месторождениях структурные факторы играют ведущую роль, имея большую степень благоприятности (2,2 балла) и наибольшую частоту проявления (70%).

Таблица 10

Относительная благоприятность факторов в различных группах рудных полей в баллах

Группы факторов	Группы рудных полей					Среднее значение
	Складчатые	Разрывные	Контактовые	Внутриинтрузивные	Сложные	
Петрохимические	2,2	2,0	1,7	1,8	2,0	1,9
Структурно-тектонические	2,3	2,1	2,3	2,2	2,2	2,2

Таблица 11

Количество учтенных факторов в различных группах рудных полей в %

Группы факторов	Группы рудных полей					Средняя частота
	Складчатые	Разрывные	Контактовые	Внутриинтрузивные	Сложные	
Петрохимические	20	20	40	50	20	30
Структурно-тектонические	80	80	60	50	80	70

Метод относительной оценки значимости факторов в баллах достаточно удобен и надежен для характеристики каждого данного фактора. Но он

не позволяет сравнивать силу, значимость разных факторов между собой. Одинаковая оценка в 5 баллов значимости какой-то однозначной позиции в зоне разлома и, допустим, известнякового горизонта, примыкающего к этому разлому, вовсе не означает, что эти два фактора равнозначны. В действительности может оказаться так, что роль разлома неизмеримо более значительна, или наоборот. Этот методический недостаток системы оценки в баллах весьма существен. Для его преодоления предложены несколько методов интегральной оценки в баллах.

Метод сравнения градиентов изменчивости. Ю. С. Шихиным на примере месторождения Учочак с секущими телами свинцово-цинковых руд в терригенно-эффузивной толще градиент изменчивости фактора характеризовался мерой влияния данного фактора на изменчивость минерализации в конкретной позиции. Величина изменчивости определялась путем сопоставления значения данного фактора и интенсивности оруденения.

Таким образом, в данном случае прием уединения фактора использован для получения абсолютных показателей, выражающих прямую связь между количественным значением фактора и соответствующей ему интенсивностью минерализации. Анализ по этой методике связан с громоздкими расчетами, поэтому их целесообразно выполнять с помощью ЭВМ.

Корреляционный метод. При этом сопоставляются значения непрерывных и прерывистых рудоуправляющих факторов в пространстве с показателями минерализации. Этот метод наряду с графостатистическим применялся при анализе размещения оруденения на месторождениях Актюз и Хайдаркан. Анализ основывается на определении корреляционных отношений и коэффициентов корреляции между удалением точек отбора проб от интересующих элементов геологических структур и параметрами оруденения. Коэффициент корреляции показывает силы связи между исследуемыми величинами в тех случаях, когда эта связь линейная. Если же она не линейная, то для характеристики силы связи применяются корреляционные отношения или информационный коэффициент корреляции (Вистелиус, 1964), так как они не зависят от формы связи между ними.

Вероятностный метод. Разработан и применен впервые для изучения влияния некоторых прерывистых структурных факторов на размещение оруденения в Хайдаркане. Изучалось влияние Диагонального и всех других разломов северо-восточного направления и осей складчатых структур. Вдоль этих тектонических линий на структурной карте выделялись пояса влияния. Их ширина подбиралась с учетом требований анализа — выявить главные закономерности влияния фактора и получить достаточное количество исходных данных в каждом поясе. В качестве исходных данных брались средние содержания и средние мощности рудных тел, пересеченных не менее чем 25 буровыми скважинами. В анализе участвуют и безрудные скважины. Полосы влияния вдоль разломов принимались шириной в 75 м. Висячем и лежащем боках выделено до восьми полос (максимальное удаление до 600 м).

Для показателей минерализации каждой полосы вычислялись средние содержания металла, средняя мощность рудных тел, дисперсии, коэффициенты вариации, ошибки определения средних коэффициентов вариации. Эти данные объективно характеризуют изменение показателей минерализации по мере удаления от исследуемого фактора. Кривые изменения средних содержаний по поясам удаленности от разлома получаются очень выразительными (рис. 3). Висячем боку разлома вблизи нарушения интенсивность минерализации близка к минимуму, а затем с удалением от него возрастает, достигая максимума на расстоянии 100—150 м от разлома. По мере последующего удаления интенсивность оруденения висячем боку постепенно снижается. Распределение средних мощностей рудных тел висячем боку в основном повторяет распределение средних со-

держаний. Подобное распределение параметров можно объяснить тем, что вблизи разлома образуется зона сильно расплюснутых, уплотненных пород, где пористость и проницаемость существенно снижаются. Распределение параметров минерализации в лежащем блоке разлома несколько иное: здесь максимум почти примыкает к разлому, а затем показатели постепенно снижаются.

По иному ведут себя коэффициенты вариации средних содержаний металла и средних мощностей рудных тел: они с удалением от разлома возрастают. Такое их поведение объясняется тем, что в непосредственной близости от данного рудоконтролирующего фактора влияние его велико и поэтому дисперсия показателей минерализации будет относительно небольшая.

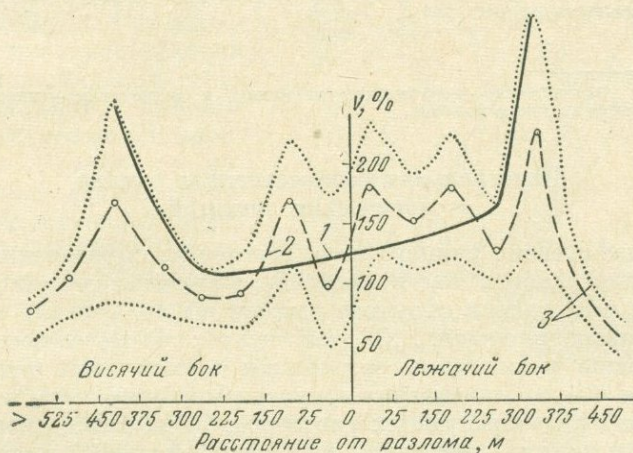


Рис. 3. Распределение содержания металла по удалению от разлома (данные 130 анализов)

1 — кривая коэффициентов вариации (V); 2 — кривая средних содержаний; 3 — пределы изменений содержания

В общем, на величину дисперсии в данной обстановке влияют два фактора:

1) снижение показателей минерализации в пределах полосы, происходящее в направлении по нормали к полосе. Чем быстрее уменьшается влияние данного фактора, чем быстрее снижаются показатели минерализации, тем больше дисперсия;

2) влияние на показатели минерализации других факторов, зоны влияния которых пересекают зону исследуемого фактора. Чем сильнее влияние этих факторов, тем больше дисперсия.

Таким образом, чем больше значение данного рудоконтролирующего фактора, тем равномернее будет около него минеральный ореол, тем меньше будет значение коэффициента вариации. Из этого следует, что по коэффициентам вариации, вычисленным для полос, прилегающих непосредственно к линии данного фактора, можно сравнивать силу влияния факторов. Эта сила будет обратной величиной к коэффициентам вариации.

В табл. 12 приведен пример сопоставления значения минимальных коэффициентов вариации, переведенных в показатели силы влияния. Вычисления произведены следующим образом. В сравниваемой группе значений коэффициентов вариации находились величины, обратные их значениям, среди которых отыскивалось наименьшее. Определялись отношения всех обратных величин к этому наименьшему значению. Это и будут показатели силы влияния каждого исследуемого фактора.

Соотношение значений рудоконтролирующих факторов по коэффициенту вариации

Параметры оруденения	Рудоконтролирующие факторы		
	Диагональ- ный разлом	Все косые разломы	Все оси мелких складок
Содержание ртути	$\frac{130}{1,4}$	$\frac{180}{1}$	$\frac{105}{1,72}$
Мощность рудных тел	$\frac{85}{2,3}$	$\frac{125}{1,4}$	$\frac{80}{2,4}$

В числителе — коэффициент вариации, в знаменателе — относительное значение фактора.

Интегральная количественная оценка геологических позиций

Оценка перспектив рудного поля состоит из определения возможностей выявления рудных тел в пределах изученных участков и оценки вероятностей нахождения скрытого оруденения на других, еще недостаточно изученных площадях. С этой целью: 1) выделяются факторы, контролирующие размещение оруденения в отдельных рудных телах; 2) проводится анализ кинематики структуры рудного поля и выясняются пути движения рудообразующих растворов; 3) на карте оконтуриваются однородные позиции — участки, характеризующиеся выдержанностью геологического строения; 4) в каждом участке производится учет рудоконтролирующих факторов и оценивается степень их благоприятности; 5) подсчитываются перспективные запасы.

Однородные участки характеризуются тем, что в их пределах каждый из учтенных контролирующих факторов сохраняет постоянную оценку. Однородные участки выделяются на структурно-геологической карте и оконтуриваются граничными линиями факторов (Королев, Шехтман, 1954). Эти линии будут, очевидно, подчинены показанным на карте геологическим контурам, а иногда и прямо совпадут с ними. Граничные линии могут быть литологическими, структурными, геохимическими. Литологические граничные линии будут разделять участки, на которых породы обладают определенными свойствами по отношению к тектоническим деформациям, метаморфизму и оруденению. Структурные граничные линии разделяют участки с различными условиями деформации. В одних случаях они будут совпадать с тектоническими линиями: например, изгибы поверхности рудовмещающей трещины разделяют ее на отдельные грани, испытавшие разное приоткрывание; в других случаях граничные линии пройдут в некотором отдалении от тектонических; например, вдоль оси антиклинали пройдет полоса распространения седловидных залежей, вдоль рудоподводящего разлома пройдет полоса его влияния, более широкая висячем и более узкая в лежащем боках. Геохимические граничные линии разделяют участки с различными условиями процесса рудоотложения (зональность, разновозрастность). Положение, форма, частота граничных линий полностью зависят от геологической ситуации, выявившейся на геологической карте.

Пересечения граничных линий оконтуривают однородные участки (блоки). Каждый из них, как правило, оконтурен разными граничными линиями (рис. 4). Форма и размеры однородных участков могут быть самыми разнообразными (их размеры, между прочим, могут служить

хорошей объективной мерой геологической изменчивости рудного тела). В каждом однородном участке сочетается несколько рудоконтролирующих факторов, соответствующих оконтуривающим граничным линиям. Таким образом, однородный участок может быть оценен по сумме баллов, определенных для каждого из сочетающихся в нем факторов. Эти оценки следует сопоставить с картой поисковых признаков и устранить возможные разногласия.

На прогнозной карте должны найти отражение и условия эксплуатации. Для этого удобно ограничить площади, пригодные для открытой отработки, для штольневой отработки первой, второй очереди, для шахтной отработки. Условия буровой разведки в гористых районах можно отразить с помощью линий глубин залегания продуктивного горизонта. Однородные участки на законченной прогнозной карте можно объединить в более обширные группы.

Методика оценки в баллах не всегда может быть применена, что зависит от степени изученности и геологической сложности рудных полей. В иных случаях используется упрощенная методика, когда выделенные благоприятные участки характеризуются минимальными промышленными показателями. Могут быть применены и различные коэффициенты рудоносности.

Ниже рассматриваются приемы количественной оценки однородных участков.

Количественная оценка однородных участков методом суммирования баллов

Методика оценки однородных геологических позиций суммированием баллов рассматривается на примерах золоторудного и полиметаллического месторождений Средней Азии.

На структурно-геологической карте золоторудного месторождения (Ю. А. Аверин) все факторы, перечисленные в табл. 7, получили отражение с учетом следующих обстоятельств: 1) в случаях пересечения рудо локализирующих разломов с рудоконтролирующими, маркируемыми дайками, проявляется фактор экранирования; 2) границы влияния рудо локализирующих разломов проводятся с учетом мощности сопровождающих их измененных зон; 3) минерализованные разломы обычно имеют крутые углы падения; 4) разломы субмеридионального и северо-западного направлений являются относительно древними, многократно обновленными.

Всего на площади рудного поля выделено 116 однородных геологических участков. Они протягиваются узкими полосами вдоль разломов. Перспективность каждого участка оценена в отдельности путем суммирования значений действующих в них факторов. При теоретически возможной максимальной оценке в 191 балл (см. табл. 7) по отдельным участкам получены суммы от 0 до 164 баллов. Для сравнения участков по степени благоприятности оказалось целесообразным объединить их в пять групп (табл. 13). Для этого использованы данные по разведочным участкам.

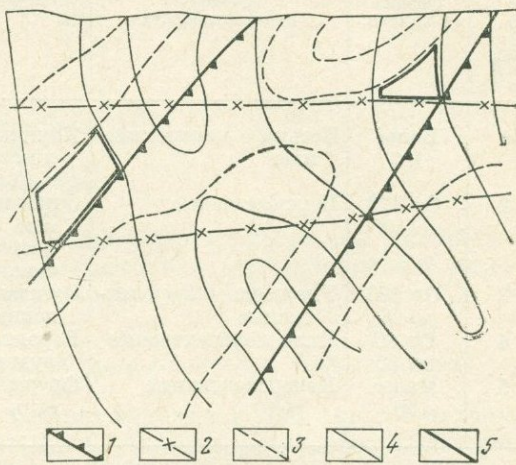


Рис. 4. Принципиальная схема оконтуривания однородных блоков
1 — разрывные нарушения; 2 — оси перегибов; 3 — границы пород разного состава; 4 — границы разных углов падения; 5 — контуры однородных блоков

Шкала оценки перспективности однородных участков

Группы участков	Оценка в баллах	Степень перспективности	Вероятные масштабы оруденения	Количество участков		
				всего	разведанных	прогнозных
1	Более 120	Весьма перспективные	Крупные рудные тела самостоятельного значения	6	4	2
2	От 120 до 100	Перспективные	Относительно небольшие рудные тела самостоятельного значения	7	3	4
3	От 100 до 80	Умеренно перспективные	Ожидаются промышленные рудные тела	19	7	12
4	От 80 до 60	Мало перспективные	Вероятность нахождения рудных тел низкая	21	2	19
5	Менее 60	Неперспективные	Оруденение не ожидается	64	3	61
			Итого	117	19	98

Участки, заключающие главные промышленные рудные тела месторождения, получили оценку в 143 балла; участки, включающие средние по размерам рудные тела, 122 и 100 баллов.

Первые две оценки (143 и 122 балла) характеризуют такие участки, из которых каждый в отдельности имеет промышленное значение, а разница между ними, по-видимому, отражает различие в их фактической ценности. Участок с оценкой в 100 баллов хотя и представлен рудными телами с кондиционными рудами, однако самостоятельного промышленного значения не имеет; оценка в 100 баллов также отражает его фактическую ценность. В табл. 13 приведены сводные данные по всем однородным участкам месторождения. Из 117 участков разведано 19; из числа 98 неразведанных признано перспективными 18.

Однородные участки выделяются соизмеримыми с размерами месторождений. Поэтому переход от оценки в баллах к оценке в запасах сделан в масштабе целых месторождений и отдельных рудных участков. Такой подход к оценке естествен на стадии детальной разведки.

Иной прием использован В. А. Королевым для оценки однородных позиций на Алтынопканском месторождении. Здесь имеется значительное количество разведанных участков, для которых, по данным опробования, выведены средние значения мощности рудных тел и содержания в них полезных компонентов. В таких участках на основании имеющихся геологоразведочных данных можно определить количество метропроцентов, приходящихся на один балл. Например, в одном тектоническом блоке средний метропроцент по всем разведочным пересечениям составляет 40. В то же время оценка благоприятности данного однородного участка, полученная путем суммирования оценок по отдельным факторам, составляет 55 баллов. Количество метропроцентов, приходящихся на один балл (цена одного балла) составляет $40 : 55 = 0,73$. Для определения среднего метропроцента аналогичного однородного участка, еще не разведанного, суммарная оценка его благоприятности в баллах (C) умножается на полученное значение цены одного балла (B).

По данным разведанных участков выведены коэффициенты рудоносности (K), выражающие отношение площади, занятой оруденением,

к площади всего участка; значение коэффициента для однородных участков разных типов принято от 0,4 до 0,8.

Подсчет перспективных запасов (Q) по каждому участку производится по формуле

$$Q = \frac{SCBKD}{100},$$

где Q — количество запасов, т;

D — объемный вес руды;

S — площадь однородного участка, м²;

C — оценка участка в баллах;

B — цена 1 балла, метропроцентов;

K — коэффициент рудоносности.

Как показали исследования, минимальным значением суммарной оценки, при которой оруденение в Алтынтюпканском рудном поле может иметь промышленное значение, оказались 27 баллов.

Оценка перспективных запасов по коэффициенту рудоносности

Эта методика применена Н. А. Никифоровым (1964) при составлении детальных прогнозных карт на ртутно-сурьмяных месторождениях преимущественно с согласными рудными залежами. Оценка запасов производится с учетом неравномерности распределения полезного компонента, выраженной в виде коэффициентов рудоносности (линейного, площадного или объемного), рассчитанных отдельно для каждой однородной геолого-структурной позиции. По аналогии полученные значения распространяются на другие площади.

Основой для прогнозной карты служит структурная карта. На карте выделяются геологически однородные участки. Выделенные на прогнозной карте перспективные площади (с учетом индикаторов скрытого оруденения) разделяются по степени надежности на две группы: 1) с благоприятными геолого-структурными условиями для локализации оруденения и доказанной рудоносностью; 2) с менее благоприятными условиями и недостаточно изученной рудоносностью. Например, в Хайдарканском рудном поле первую группу составляют площади с антиклинальной структурой, осложненной рудоподводящим разломом, с весьма благоприятными для локализации оруденения геолого-структурными условиями. Для оценки перспектив этих площадей на разведанных участках находят два значения коэффициента рудоносности, отражающих соответственно рудоносность осевой части антиклинали и ее крыльев, осложненных разломами. Полученные данные распространяют на еще не разведанные площади рудного поля. Количественную оценку возможных запасов в них производят с учетом коэффициента рудоносности и соответствующих ему средней мощности и среднего содержания.

Оценка перспектив с применением электронно-вычислительных машин

Во всех рассмотренных выше случаях для оценки перспективных запасов привлекался набор геологических, геофизических и геохимических показателей. С их помощью проводится деление исследуемой площади на перспективные и неперспективные участки. В большинстве случаев взаимосвязь многочисленных факторов рудоотложения не удается обобщить в выводах обычными геологическими методами. Естественно, что неучет взаимосвязи различных факторов ведет к неполноте извлечения информации по перспективности площади. Возможна такая ситуация, когда по совместному значению нескольких параметров можно безошибочно отделять перспективные участки от бесперспективных, в то время

Пример формуляра с перечнем сведений, используемых
для комплексной интерпретации геологических и геохимических данных

Номера блоков		1	
Рудоносность		2	Площадной коэффициент рудоносности * — P_k^1
		3	Запасы руды, т
		4	Содержание ртути в блоках, %
		5	Средние метропроценты
Структурные факторы	Расстояние от складок, м	6	II порядка
		7	III и IV порядков
	Расстояние от разломов, м	8	Продольного
		9	Косого
	Элементы залегания, град	10	Азимут падения
		11	Угол падения
Физические свойства пород		12	Коэффициент пластичности
		13	Пористость, %
		14	Плотность, г/см ³
Геохимические данные		15	Гамма-активность
		16	Содержание ртути в ореолах рассеяния в баллах
Изменения пород в баллах		17	Окремнение
		18	Окварцевание
		19	Кальцитизация
Данные о рудоносности по результатам разведки		20	Мощность вмещающих пород, м
		21	Коэффициент разведанности ** — P_k^2
		22	Коэффициент рудоносности по данным разведки *** — P_k^3
Проявления минерализации в баллах		23	Антимонит
		24	Флюорит
		25	Кварц
		26	Блеклые руды и полиметаллы
		27	Ртуть

$$* P_k^1 = \frac{\text{Площадь рудных тел}}{\text{Площадь блока}}$$

$$** P_k^2 = \frac{\text{Площадь блока}}{\text{Количество пересечений}}$$

$$*** P_k^3 = \frac{\text{Общее количество пересечений}}{\text{Количество рудных пересечений}}$$

как распределения значений для каждого из параметров в отдельности для перспективных и бесперспективных участков будут совпадать (Губерман, 1965).

Для комплексной оценки геологических однородных позиций (блоков) Хайдарканского рудного поля впервые была применена электронно-вычислительная машина. Оценивались геологически однородные позиции, выделенные на структурно-прогнозной карте Н. А. Никифорова, и определялась относительная значимость отдельных геологических факторов.

Сбор материалов для комплексной интерпретации геологических и геохимических данных производился по программе, предусматривающей учет 27 показателей (параметров), отражающих особенности размещения оруденения. Пример формуляра для сбора исходных данных приведен в табл. 14. Из 27 параметров, характеризующих каждый блок, для оценки рудоносности непосредственно были использованы 9 параметров (графы 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 16 и 20), 7 параметров были использованы косвенным образом (графы 1, 2, 3, 4, 5, 21 и 22). Остальные параметры не были использованы из-за неполноты имеющейся информации (не по всем блокам имеются данные). Для обработки информации были использованы программы «обобщенный портрет» (Аркадьев, Браверман, 1964) и «Кора 3».

По результатам машинной обработки данных составлена сопоставительная прогнозная карта. Сравнение прогнозной карты, построенной с помощью ЭВМ, и геологической прогнозной карты говорит о следующем:

1) на карте, построенной в результате машинной обработки, четко выделяются все известные месторождения рудного поля;

2) на машинной карте выделяется ряд перспективных участков, которые на прогнозной карте не отмечены или отмечены как менее перспективные; таких участков 10;

3) перспективные участки на карте образуют группы. Это говорит о том, что при помощи ЭВМ целесообразно оценивать не отдельные участки, а целые перспективные структуры, в пределах которых располагается несколько однородных геологических блоков;

4) сопоставление результатов прогноза, полученного с помощью ЭВМ, с результатами геологического прогнозирования показывает, что сходимость их по группе блоков первой категории перспективности высокая. Из 20 блоков для 9 оценки совпадали, а для 11 оценка по данным ЭВМ оказалась более высокой. По другим группам сходимость постепенно снижается. Применение ЭВМ открывает широкие перспективы для развития методов количественного прогнозирования во всех масштабах.

Типы детальных и крупномасштабных геолого-прогнозных карт

Количественная оценка прогнозных запасов производится в пределах однородных геологических позиций с учетом действующих в них факторов. Методы оценок значимости рудоконтролирующих факторов в их сочетании различны в зависимости от типов геолого-прогнозных карт. Последние определяются масштабом (рудные тела, рудные месторождения, рудные районы), геолого-структурными особенностями объекта и типом полезного ископаемого (Шехтман, 1962).

Достоверность прогнозных запасов зависит от степени неравномерности распределения полезного ископаемого и выбранного масштаба геолого-прогнозных карт. Для отдельных рудных тел она ниже, чем для рудных месторождений и районов. В целом, как показывают данные, приведенные в табл. 15, составленной на основании проверенных геологоразведочными работами геолого-прогнозных карт рудных месторождений, она соответствует категории запасов C_2 .

Геологические карты рудных полей строятся на различных структурных основах, зависящих от типов рудных полей. Выделяются пять

Точность прогнозирования запасов

Рудные поля	Площади оруденения, %		
	фактические	прогнозные	совпадающие
Ртутное	100	132	90
Вольфрамовое контактовое	100	98	47
Вольфрамовое жильное	100	107	90
Свинцово-цинковое	100	112	80

групп (Шехтман, Акбаров, Королев, 1964) послемагматических рудных полей: складчатые, разрывные, контактовые, внутриинтрузивные и комбинированные, которые с учетом сложности объединяют до 26 типов (табл. 16). Масштабы геолого-прогнозных карт рудных полей и месторождений определяются сложностью их геологического строения и степенью изученности. Обычно они составляются на геолого-структурной основе. Поскольку в рудных полях, относящихся к различным группам, размещение оруденения контролируется разными факторами, содержания геолого-прогнозных карт оказываются различными.

Таблица 16

Группировка геолого-структурных типов рудных полей Средней Азии

Виды полей	Группы полей				
	Складчатые	Разрывные	Контактовые	Внутриинтрузивные	Комбинированные
Простые	В одиночных моноклиналиях В одиночных антиклиналиях и синклиналиях	В искривлениях одиночных разрывов В искривлениях зон смятия	В согласных подобных контактах В прогибах пород кровли	В трещинах прототектоники Лестничные жилы в дайках	В широких блокированных складках
Усложненные	В изгибах антиклиналей В диапировых антиклиналиях	В оперенных разломах В пересечениях разломов В вулканических каналах	В секущих контактах В контактах даек и штоков	В раздробленных штоках и дайках	В горст-антиклиналиях В грабен-синклиналиях (клиновидные)
Сложные	В антиклиналиях и синклиналиях, пересеченных разрывами	В субпараллельных разломах В сходящихся разломах	В сложных приконтактовых разломах В отслоениях пород, примыкающих к приконтактовым разломам	В пересеченных трещинными зонами	В складчато-блоковых структурах

Геолого-прогнозные карты складчатых рудных полей строятся с учетом приуроченности оруденения к отдельным благоприятным пластам. Распределение оруденения обычно неравномерное. Обогащенные участки локализуются в местах повышенного дробления: вдоль

осей складок, вблизи секущих разломов. Рудные тела представлены седловидными, корытовидными, пологими и крутыми флексурными залежами и мощными телами в благоприятных породах вблизи разломов. Геологоразведочная карта строится на структурной основе, на которой в изогипсах показывается рельеф поверхности рудовмещающего горизонта и рудоконтролирующие разломы.

Геолого-прогнозные карты разрывных рудных полей строятся с учетом приуроченности оруденения к разломам, находящимся в благоприятной позиции. Руды локализуются в участках искривления или пересечения рудовмещающих разломов. Рудные тела представлены простыми и сложными секущими жилами, рудными столбами и клиновидными телами в разломах, часто ограниченных мощностью благоприятного пласта. На геолого-прогнозной карте выделяются участки однородного геологического строения разлома. Они оконтуриваются по границам влияния рудоконтролирующих факторов.

Геолого-прогнозные карты контактовых рудных полей в зависимости от типа контакта — согласного или секущего — строятся на разных геолого-структурных основах. На них в изолиниях отстраивается рельеф контактовой поверхности, а также другие рудоконтролирующие элементы.

В случаях согласных и подобных контактов поверхность контакта имеет куполовидно-волнистую форму. Размещение минерализации контролируется участками приоткрывания, возникшими в процессе сползания пород кровли вдоль волнистого пологого склона интрузива. На геолого-прогнозной карте показывается рельеф контактовой поверхности, положение осей складок, зон трещиноватости, известных и предполагаемых рудных тел. Геолого-прогнозная карта Алтынташканского рудного поля, описанная далее (см. стр. 76—90), иллюстрирует особенности прогнозирования в секущих контактах.

Для комбинированных рудных полей строятся геолого-прогнозные карты на сложных структурных основах.

Количественное прогнозирование при металлогенических исследованиях

Количественное прогнозирование возможно и необходимо при прогнозно-металлогенических исследованиях всех масштабов (мелких, крупных, детальных). Однако наибольшая результативность достигается при составлении обзорных карт, особенно масштаба 1 : 500 000.

Основой металлогенического анализа является известная концепция Ю. А. Билибина, главное положение которой заключается в тесной взаимосвязи процессов образования месторождений полезных ископаемых со всеми другими геологическими явлениями в их историческом развитии. Возраст и тип геосинклинальной системы, особенности осадконакопления и магматизма, возраст складчатых и разрывных нарушений, геотектонический режим и, наконец, развитие определенных типов рудных формаций — главные факторы, определяющие металлогенический облик провинций, зон и районов. Направленное, стадийное и неравномерное формирование складчатой области (поояса) в пределах одного тектономагматического цикла (Семенов, Старицкий, Шаталов, 1965) предопределяет целесообразность проведения металлогенического анализа по важнейшим циклам — каледонскому (нижний структурный этаж), герцинскому (средний структурный этаж) и киммерийско-альпийскому (верхний структурный этаж) — на специальной тектонической основе, построенной с отражением строения складчатых областей и зон, т. е. реально наблюдаемых структур.

Основой систематизации областей при составлении карты является возраст складчатости. Последний определяется временем превращения

геосинклинальной области (прогиба) в складчатую, т. е. временем проявления последних интенсивных складкообразовательных движений, завершивших стадию геосинклинального развития, за которой следует качественно отличный этап геосинклинального или платформенного существования. Практически возраст складчатости определяется по наличию отчетливо выраженных несогласий между геосинклинальными и геосинклинальными формационными комплексами или временем прекращения накопления осадков геосинклинального типа.

Помимо возраста главной складчатости при выделении зон учитываются типы разрезов и мощности пород, типы складчатости и магматических проявлений, время заложения прогибов, однотипность рядов осадочных и вулканогенных формаций и некоторые другие дополнительные критерии. Таким образом, складчатую зону можно определить (по Н. М. Сеницыну) как блок земной коры, представленный в виде группы складок и нарушающих их тектонических разрывов, принадлежащих к одной орогенической фазе, отличающихся единым планом строения, общностью и единой направленностью геологического развития за весь период существования, однотипностью интрузивных проявлений и вулканизма.

Исходя из изложенного на территории горноскладчатых сооружений Тянь-Шаня и Памира представилось возможным выделить 52 складчатые зоны, из которых 10 являются каледонскими, 38 — герцинскими и 4 — киммерийско-альпийскими. При более детальном рассмотрении оказывается, что складчатые сооружения, возникшие в рамках крупных геотектонических периодов, в различных своих частях неодновременны. В связи с этим имеется возможность выделить на карте раннекаледонские (складчатая структура возникла на границе $S_m - O$), среднекаледонские ($O_2 - O_3$), позднекаледонские ($O_3 - S_1$), раннегерцинские (D_1), среднегерцинские ($C_1^2 - C_2$), позднегерцинские ($C_3 - P$) складчатые тектонические зоны.

Кроме складчатых зон, в пределах каледонской и альпийской складчатых областей имеются участки широкого развития допалеозойской формации, практически лишенные палеозойского покрова или несущие только фрагменты геосинклинальных палеозойских образований (Бархатов, Мельник, 1964). Подобные участки консолидировались, по-видимому, в позднем допалеозое и в последующие периоды являлись образованиями типа срединных массивов.

В каледонской складчатой области (Северный Тянь-Шань) выделяются структуры наложенных краевых и периферических прогибов, образующие специфический структурный этаж. Внутреннее строение прогибов иногда оказывается довольно сложным. На карте они выделяются особым знаком.

Из элементов внутренней структуры складчатых областей и зон на карте отражены: 1) складчатые структуры I порядка — синклинии и антиклинии; 2) разрывные структуры — глубинные разломы, играющие роль границ между складчатыми областями (линия Николаева, Северо-Памирский разлом и др.), глубинные межзональные разломы и второстепенные; 3) выходы древних структурных этажей среди складчатых комплексов более молодых этапов развития (докембрийского в каледонидах, каледонского в герцинидах и альпидах и т. п.); 4) вулканогенные и магматические формации, причем для интрузивных проявлений показана их тектоническая позиция в истории развития складчатых областей (интрузии докаледонского этапа развития, послескладчатые и т. п.).

Основными элементами металлогенического районирования являются: складчатый пояс, металлогеническая область, металлогеническая зона, рудный район.

Для комплексной оценки районов подготавливается ряд карт-основ: а) петрографических (геохимических) провинций, б) тектоно-магматиче-

ских комплексов, в) геохронологической карты магматических комплексов.

Важными составными частями исследования являются: выявление минералого-геохимических особенностей эндогенного рудообразования, типизация и анализ размещения структурно-геологических типов рудных полей и месторождений, геолого-экономическое районирование территории. С целью математической обработки и систематизации материалов по всем объектам составляются перфокарты и осуществляется кодирование в соответствии с программой ЭВМ. В итоге сопоставления перечисленного комплекта карт с картами размещения месторождений по отдельным видам полезных ископаемых создается геолого-металлогеническая основа прогнозной карты. Эта основа отражает: 1) геологическое строение рудносных территорий и продуктивных формаций, их состав, возраст, формы, условия залегания и генезис месторождений полезных ископаемых; 2) главные факторы, контролирующие размещение полезного ископаемого; 3) сведения о поисковых признаках и индикаторах скрытой минерализации и фактическом размещении месторождений полезного ископаемого.

На основании учета и анализа этих данных определяются геологические однородные площади, в различной мере благоприятные для нахождения данного полезного ископаемого. Выявляются металлогенические особенности отдельных рудных районов распространения данного полезного ископаемого с различными типами его месторождений. Определяются необходимые данные для оценки прогнозных запасов с учетом глубины их нахождения.

Выделяются пять групп районов различной степени благоприятности:

1) площади с известными крупными месторождениями, на которых должны быть подобные месторождения на легкодоступных глубинах;

2) площади с промышленными месторождениями, на которых возможны подобные месторождения на доступных глубинах;

3) площади, на которых можно ожидать месторождения данного полезного ископаемого, в том числе и на больших глубинах;

4) площади, не содержащие отрицательных указаний для данного полезного ископаемого;

5) площади неперспективные.

Для площадей первых двух групп по возможности дается количественная оценка прогнозируемых запасов, для чего используются показатели коэффициентов встречаемости, рудоносности, плотности запасов и других, вычисленных по данным изученных месторождений, геолого-прогнозных карт рудных полей и районов или принятых по другим соображениям.

При составлении комплексной металлогенической и прогнозной карты Средней Азии использованы следующие приемы обработки и подготовки материалов.

1. Статистическое изучение минеральных формаций. Каждая минеральная формация является совокупностью конечного числа месторождений и геохимического фона. Генеральную совокупность образуют все минеральные формации. Их описание и анализ корреляционных отношений составляют первую задачу исследования.

Интересную попытку теоретически рассмотреть вероятностные закономерности распределения металлов в земной коре сделали Н. И. и Д. Н. Сафроновы (1961). Авторы исходят из того положения, что природа рассеянной и концентрированной формы нахождения элементов различна. Однако статистическое распределение элементов как в рассеянной, так и в концентрированной формах одинаково хорошо выражается уравнениями логнормального типа; при этом интегральная кривая распределения плавная и имеет чаще всего вид кривой Пирсона III типа. Авторы подчеркивают, что в каждом сферическом слое земной коры можно ожидать аналогичную продуктивность, выраженную указанной кривой. Высказанные

этими авторами мысли в нашей работе проверены при составлении металлогенической карты Средней Азии.

2. Оценка минералогических факторов и выбор ведущих. Все исходные положения сформулированы выше. Они доступны для аналитической проверки и могут быть подвергнуты обработке в процессе исследований.

3. Построение основы прогнозной карты в виде изолиний ведущих факторов. Эти изолинии разделяют всю территорию на конечное число однородных участков. Составляется кадастр этих участков, и каждый из них получает однородную характеристику. Эти характеристики содержат 20—30 показателей.

4. Оценка однородных участков кибернетическими методами и составление баланса прогнозных запасов.

ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В геологическом строении Средней Азии принимают участие разновозрастные комплексы терригенных, осадочных, интрузивных, метаморфических и вулканогенных пород. Они слагают три структурных этажа, основанием для разделения которых служат резкие угловые несогласия в залегании пород. В их формировании принимали участие орогенические движения соответственно каледонского, герцинского и киммерийского тектоно-магматических циклов. Два нижних структурных этажа заключают золоторудные месторождения, локализующиеся, по Л. З. Палею, преимущественно вблизи стратиграфических несогласий. Они характеризуются большим разнообразием структурных и минералого-геохимических типов и условий залегания.

На первых порах при поисках и разведке золоторудных месторождений Средней Азии геологи использовали богатейший опыт изучения месторождений Сибири, Урала, Дальнего Востока, обобщенный в работах научных сотрудников ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ и др. В дальнейшем, по мере накопления знаний по геологии среднеазиатских месторождений, методика поисков и разведки совершенствовалась. В частности, в связи со слабой эффективностью шлихового метода поисков он почти полностью заменен различными металлометрическими. Составление первых геолого-прогнозных карт золоторудных полей Средней Азии начато в 1960 г. При этом применена методика, разработанная А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1954, 1955). Преимущество ее перед остальными методиками заключается прежде всего в оценке геологических явлений «числом и мерой», широком использовании геометризации при структурных построениях и привлечении аппарата математической статистики. При изучении золоторудных полей она применяется с учетом присущих им особенностей; которые сводятся к следующему:

1. Золоторудная минерализация отлагалась на заключительных этапах гидротермального процесса в обстановке затухавших тектонических движений, когда складчатые деформации отсутствовали, а разрывные вызывали незначительные смещения по ранее сформировавшимся разломам. Отсюда исключительная роль в размещении оруденения древних, многократно обновленных разломов и связанных с ними зон трещиноватости и рассланцевания (Бородаевский, 1960₁).

2. Рудоотложение происходило из низкотемпературных растворов. В связи с этим метасоматоз развивался только в очень благоприятных для него породах, а жилы заполнения возникали в условиях, способствовавших приоткрыванию трещин.

3. Интенсивность рудного процесса обычно слабая, поэтому особое значение приобретают минералы-осадители. В качестве таковых Н. В. Петровская (1955) выделяет сульфиды, главным образом поздние, и такие реликтовые минералы, как хлорит, серицит, полевые шпаты и др.

4. Как следствие из первых трех положений — весьма высокая неравномерность в распределении золота в рудах, большая отзывчивость на малые изменения внешних условий.

5. Большой вертикальный размах рудоотложения, но при этом вследствие приуроченности руд к границам структурных этажей относительно небольшая протяженность рудных тел по падению (обычно ограничена мощностью рудовмещающего горизонта).

6. Разнообразие форм нахождения золота (рассеянное в сульфидах, самородное) и, следовательно, разный подход к оценке месторождений различных типов. В частности, многие среднеазиатские месторождения в современных условиях не образуют существенных россыпей, но окружены ореолами первичного и вторичного рассеяния, хорошо улавливаемыми золото-спектрометрическими методами.

С учетом изложенного при изучении геолого-структурных особенностей рудных полей важно количественно определять интенсивности различных типов изменений, деформаций, магматической активности, рудоносности.

Геометризация используется для отображения таких явлений, как динамометаморфизм, возникновение трещиноватости в различных породах и позициях, распределение минеральных комплексов в зависимости от элементов залегания контролирующей поверхности и состава вмещающих пород и для выявления геологических факторов, влияющих на размещение оруденения. Особенно широко геометризация используется при структурных построениях различных рудоконтролирующих поверхностей. Здесь очень важно, учитывая высокую изменчивость в распределении золота, добиваться высокой точности построений, которая и обеспечивается систематичностью наблюдений и количественной оценкой явлений.

По особенностям геологического строения в Средней Азии выделяется семь геолого-структурных типов рудных полей (табл. 17), относящихся к трем группам: согласным, контактовым и секущим (преобладают). Золоторудные поля выявлены во всех основных палеозойских геологических формациях пород: вулканогенной, карбонатной, терригенной, интрузивной и контактовой (имеются в виду контактовые роговики и скарны, которые значительно предшествуют золотому оруденению, часто во времени разделяясь фазами магматизма).

Каждый тип рудного поля характеризуется приуроченностью к определенной геолого-структурной позиции, преобладанием некоторых морфогенетических типов рудных тел и своеобразными условиями размещения оруденения. С формацией вмещающих пород связывается минералогический тип оруденения.

Все приведенные в табл. 17 типы золоторудных полей имеют такие общие особенности, как:

1) приуроченность к границам структурных этажей в участках пересечения или сопряжения глубинных разломов или разломов со складками. Часто в таких участках размещаются контролирующее размещение месторождений интрузивы или вулканы центрального типа;

2) принадлежность в подавляющем большинстве к секущему типу. Рудные тела размещаются исключительно в относительно мелких разломах, трещинах и зонах дробления;

3) важное значение экранов, в качестве которых выделяются контакты пород с различными физическими свойствами, секущие интрузивные тела и дайки, дорудные секущие разломы, поверхности стратиграфических несогласий. Последние контролируют размещение как месторождений и рудных тел, так и обогащенных участков (Аверин, 1964).

В зависимости от структурного типа рудного поля главными оказываются различные рудоконтролирующие факторы. Они определяют выбор типа прогнозной карты и влияют на их содержание (табл. 18). Независимо от того, на какой геолого-структурной основе строится прогнозная карта,

Геолого-структурные типы главнейших золоторудных полей Средней Азии

Группа рудных полей	Геолого-структурный тип	Геологическая формация	Рудовмещающие породы	Геолого-структурные позиции	Ведущие морфогенетические типы рудных тел	Минералого-геохимический тип
Согласные	Пластовый	Терригенно-осадочная	Сланцы, известняки	Своды брахиантиклиналей, осложненных разломами	Куполовидные залежи в отслоениях на контакте сланцев и известняков	Умеренно-сульфидный, пирит-арсенопирит-кварцевый
		Вулканогенная	Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и их туфы	Пересечение древних глубинных разломов	Простые рудные жилы и линзы в разломах	Убого- и малосульфидный, карбонат-кварцевый с гематитом и пиритом, пирит-халькопирит-кварцевый
Простые разломы	Интрузивная	Биотитовые граниты, сиенито-диориты, гранодиориты	Рудные столбы в пересечениях трещин			
	Сложные разломы	Интрузивная	Сиенито-диориты, парагнейсы	Структуры пересечения древних, многократно обновленных разломов	Простые и сложные рудные жилы и линзы в разломах	Умеренно- и малосульфидный, пирит-халькопирит-кварцевый
Терригенная		Хлоритовые, кремнисто-хлоритовые и углистые сланцы	Рудные столбы, трубчатые тела и гнезда в пересечениях трещин		Малосульфидный, пирит-арсенопирит-кварцевый	

Секунцие		Карбонатная	Известняки			Умеренно-сульфидный, пирит-блекло-рудно-теллуридистый
	Зоны дробления и смятия	Терригенная	Хлорит-серицитовые, углистые сланцы, роговики	Складки, осложненные структурами пересечения скрытых глубинных разломов	Метасоматические зоны вкрапленности. Прожилковые зоны	Сульфидный, пирит-арсенопиритовый с кварцем
	Вулканические жерла	Вулканогенная	Андезито-дацитовые порфириты и их туфы	Системы трещин, обрамляющие вулканы и трубки взрыва	Простые секунцие и согласные рудные жилы в трещинах. Рудные столбы и гнезда в пересечениях трещин	Мало- и умеренно-сульфидный, кварц-полисульфидный с теллуридами
	Дайковый	Терригенная и терригенно-осадочная	Конгломераты, песчаники, алевриты, туффиты, иногда переслаивающиеся с известняками	Зоны крупных разломов	Простые рудные жилы и прожилки. Вкрапленно-метасоматические линейные зоны.	Сульфидный, кварц-полисульфидный. Сульфидный, пирит-кварцевый
Контактовые	Штокверковый	Контактовая	Скарны на контакте известняков и гранодиоритов	Участки искривления приконтактовых разломов	Рудные линзы и штокверковые зоны в скарнах	Сульфидный, арсенопиритовый, халькопиритовый, халькопирит-арсенопиритовый

Характеристика различных типов геолого-прог

Типы геолого-прогнозных карт	Геолого-структурные типы рудных полей		
	Пластовый	Простых разломов	Сложных разломов
Тектонические карты с выделением участков однородного геологического строения	—	Показывают расположение и позволяют оценить каждую грань рудовмещающих разломов с учетом состава вмещающих пород и положения экранирующих поверхностей	Выявляют грани рудоконтролирующих разломов, благоприятные для образования оруденелых оперяющих трещин и участков массового дробления вмещающих пород, позволяют учитывать их относительную значимость
Вертикальные проекции рудовмещающих структур в изолянах	—	Выявляют закономерности размещения оруденения в рудовмещающих разломах в зависимости от ориентировки их отдельных граней, состава и типов сочетаний вмещающих пород и дорудных изменений в них и расположения рудоконтролирующих структур	Отражают закономерности расположения граней рудоконтролирующей поверхности, на которых образовались рудовмещающие оперяющие трещины
Структурные карты поверхностей контактов рудовмещающих горизонтов в изолянах	Показывают закономерности образования на волнистой поверхности рудовмещающих горизонтов отслоений и положение рудоконтролирующих разломов	—	—

главным ее элементом является участок с однородным геологическим строением. В его границах каждый из выделенных рудоконтролирующих факторов имеет постоянное значение. Участки с однородным геологическим строением выделяются методом оконтуривания границ влияния факторов. Перспективность отдельных участков с однородным геологическим строением оценивается по сумме всех действующих в них факторов. Поскольку влияние главных и второстепенных факторов на рудоотложение неодинаково, то для их сравнения используются разные приемы. Простейший из них заключается в том, что факторы располагаются в порядке их информативности и значимость их учитывается с поправочными коэффициентами. Методика эта достаточно объективна и в настоящее время совершенствуется.

Наиболее хорошо изученные в рудных полях участки, также оцененные в баллах, учитываются для группировки однородных участков по их перспективности.

Характеристика различных типов геолого-прогнозных карт золоторудных полей Средней Азии

Типы геолого-прогнозных карт	Геолого-структурные типы рудных полей			
	Зон дробления	Вулканических жерл	Дайковый	Штокверковый
Тектонические карты с выделением участков однородного геологического строения	—	Отражают положение участков пересечений секущих радиальных и пологих межформационных трещин, контролирующих и вмещающих оруденение, благоприятность петрохимических свойств рудовмещающих пород, расположение эндогенных ореолов рассеяния элементов-индикаторов скрытого золоторуденения	—	—
Вертикальные проекции рудовмещающих структур в изолянах	Показывают связь оруденения с морфологией зон дробления и составом пересекаемых ими вмещающих пород	Отражают закономерности распределения оруденения по вертикали в зависимости от морфологии рудовмещающих поверхностей и состава вмещающих пород	Выявляют закономерности образования в рудовмещающих дайках изгибов, которыми контролируется оруденение различной интенсивности	—
Структурные карты поверхностей контактов рудовмещающих горизонтов в изолянах	Используются для прогнозирования положения рудовмещающих горизонтов и экранирующих поверхностей	—	—	Показывают закономерности размещения золоторудных тел в скарнах в зависимости от рельефа интрузивного контакта

КРИТЕРИИ ГЛУБИННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЖИЛЬНОГО ТИПА

Месторождение, на примере которого рассматривается методика прогнозирования жильного оруденения на глубоких горизонтах, представлено системой лестничных жил в дайках, сопровождаемых березитизацией вмещающих пород. Вблизи южной границы рудного поля, включающего месторождение, расположен куполообразный массив гранитов, прорезанный меридиональным поясом даек жильных гранитов. Все рудное поле подстилается массивом серпентинитов, который рассматривался в качестве южной границы развития оруденения.

Дайковый пояс прослеживается на десятки километров к северу и к югу. Блок, вмещающий месторождение, как бы опущен относительно обрамляющих его складчатых палеозойских сооружений. Рудное поле представляет опрокинутую на восток синклиналь, ось которой имеет меридиональное простирание.

В результате наложенных дислокаций синклиналь смята и внутри ее образовались системы несогласных пологих, простых (как бы

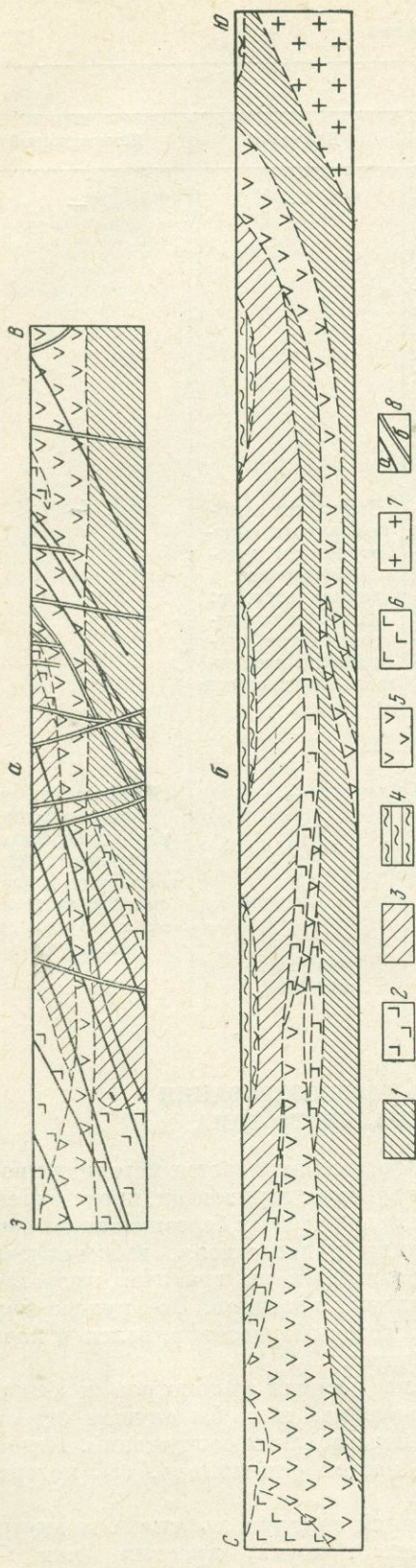


Рис. 5. Геологические разрезы через рудное поле: а — поперечный, б — продольный
 1 — вулканогенно-осадочные породы; 2 — диабазы; 3 — порфиры и их туфы; 4 — глинистые сланцы и филлиты; 5 — серпентиниты; 6 — табор; 7 — граниты; 8 — дайки ранних (плаггиоклазиты и лампрофилы) и поздних (б) (гранит-порфиры и плаггиоклазит-порфиры) серий

волнистых) мелких складок скальвания. Интрузия гипербазитов приурочена к субширотному разлому и распространяется от него к югу вдоль пологих нарушений. Гипербазиты подстилают почти все рудное поле (см. рис. 5).

Дайки, относящиеся к шести разновозрастным сериям, выполняют системы разломов в подавляющем большинстве меридионального простирания. Они прослеживаются непрерывно вплоть до субширотного разлома, представляющего собой естественное ограничение рудного поля с севера.

Следующим важным элементом структуры нужно считать близширотные прерывистые разломы, параллельные некоторым дайкам ранних систем или даже вмещающие их, но прерывающие распространение даек всех остальных систем. Лишь некоторые наиболее поздние дайки плаггиоклазит-порфиров, пересекаясь с ними, не обнаруживают изменений в своей форме. Субширотные нарушения сыграли большую роль в локализации так называемых красичных и лестничных жил, которые тяготеют к местам пересечения их с дайками; таким образом, эти нарушения несомненно являются рудоконтролирующими. При этом следует подчеркнуть, что они играют роль «рудоопределяющих элементов» (Н. И. Бородаевский, 1960 г.), так как в связи с ними концентрируются жильные трещины. Промышленное оруденение локализуется при участии ряда других дополнительных факторов.

Некоторые особенности локализации золотого оруденения

Как уже отмечалось, число лестничных жил возрастает в местах пересечения даек с древними субширотными наруше-

ниями. Кроме того, очевидна связь между количеством жил в дайках и свойствами вмещающих пород: наиболее густая сеть жил приходится на участки даек, залегающих в толщах порфиров и различных сланцев (филлитов). Эта закономерность имеет не меньшее значение, чем первая, и проявляется особенно отчетливо при смене состава толщ по падению. Таким образом, под очень богатыми участками месторождения могут располагаться непромышленные, и наоборот, что и является в настоящее время одним из главных критериев при ведении глубинной разведки.

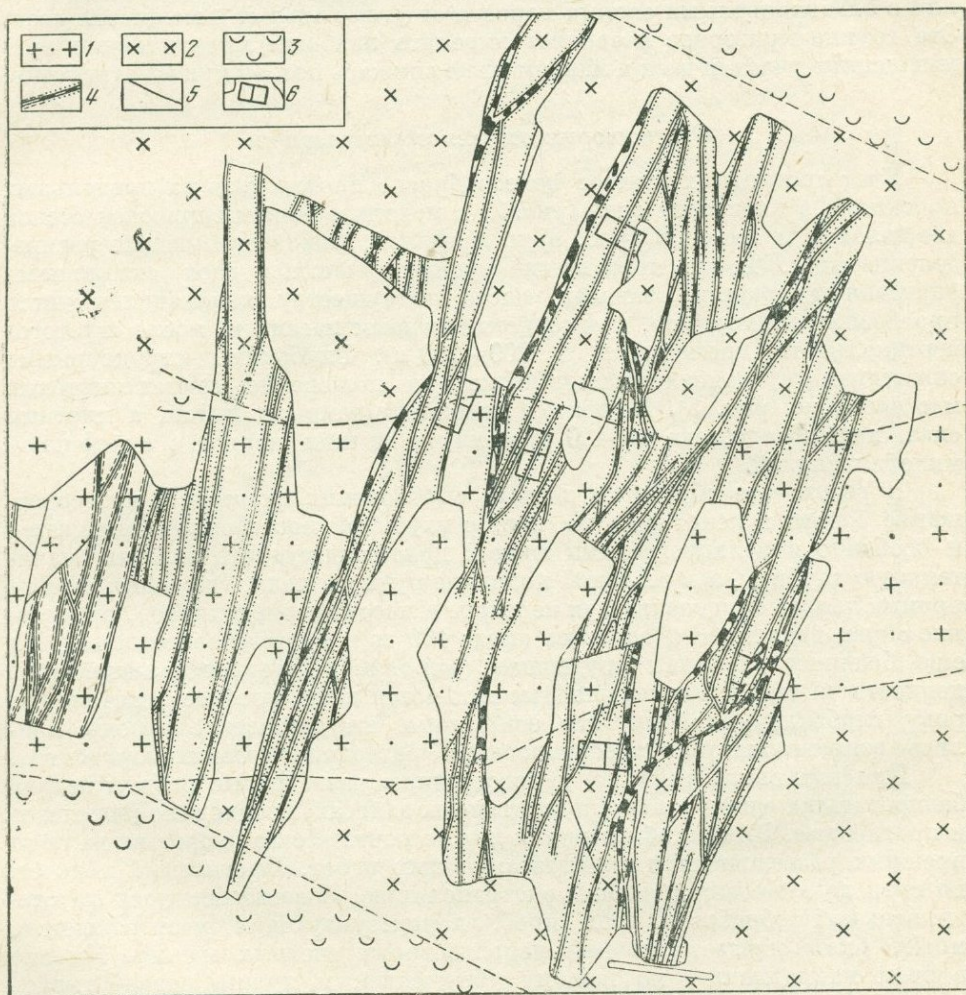


Рис. 6. Схема расположения кварцевых жил в пологопадающей сложной дайке

1 — гранит-порфиры I цикла; 2 — гранит-порфиры II цикла; 3 — лимониты; 4 — кварцевые жилы с выделениями сульфидов и березитовыми зальбандами; 5 — мелкие нарушения; 6 — контуры очистных выработок

Отмечается также определенная зависимость положения участков даек, насыщенных лестничными жилами, от линий скрещения даек с пологопадающими ($25-30^\circ$) мощными (до 150 м) зонами рассланцевания в толщах эффузивных и осадочных пород. За пределами контуров пересечений даек с рассланцованными породами кварцевые жилы иногда располагаются достаточно густо, для того чтобы их отрабатывать, но чаще здесь наблюдается разреженность жил. Значение этого критерия, очевидно, еще не раскрыто до конца.

Определенное рудоконтролирующее влияние (и при том существенное) могут иметь и интерминерализационные нарушения — разрывы,

которые фиксировались при разработках под названием «лежачих» жил; они еще не изучены и не могут быть увязаны в более определенные системы. Такие сместители определяют положение промышленных участков и их взаиморасположение.

Существенные критерии представляют морфологические особенности лестничных жил и хорошо изученное строение их систем, поперечных и диагональных по отношению к дайкам (рис. 6). Ориентировка этих систем изменяется в зависимости от пересечения даек друг с другом или с благоприятными слоями пород и от угла падения и мощности даек. Эта группа критериев позволяет выделять наиболее продуктивные промышленные участки даек и максимально снижать потери при их обработке.

О некоторых особенностях разведки

Учет прогнозных запасов целесообразно производить на продольных проекциях в плоскости даек (рис. 7) с использованием зарисовок стенок кварцшлагов и штреков (рис. 8) и графиков, характеризующих распределение жил. Точки подсечения рудных участков даек скважинами определяют подвеску запасов, часто по существу являющихся чисто прогнозными (например, под серпентинитовым массивом, после «пустого» вертикального промежутка в 200—300 м). Глубокими структурными скважинами установлены морфология и положение серпентинитовых массивов (см. рис. 5). Почти все скважины вскрыли дайки, а многими скважинами подсечено до 450 прожилков и жил кварца с сульфидной минерализацией.

В результате обработки данных опробования оказалось, что содержание золота в некоторых из жил с глубиной постепенно понижается и особенно в западной части южной половины рудного поля на значительную глубину, а в северной половине рудного поля, где дайки теряют промышленное оруденение при переходе в массив серпентинитов, оруденение вновь возникает с глубины около 100 м и должно сохраниться. На еще больших глубинах оруденение, вероятно, потеряет практическую ценность в связи с уменьшением мощности даек, которое отмечено рядом глубоких скважин. Эти основанные на статистике выводы явились отправными для проектирования разведки глубоких горизонтов.

При глубинной разведке дорогостоящие разведочные работы нельзя базировать на одних только подсчитанных запасах, необходимо учитывать и прогнозные. Для их обоснования можно почти всегда опереться на опыт прежних разведочных и эксплуатационных работ. Прогнозный подсчет, по сути дела представляющий экстраполяцию, основывающуюся на статистической обработке всех проб, характеризующих месторождение, может быть осуществлен при использовании счетных машин. Именно в этом направлении, по нашему убеждению, и нужно разрабатывать в дальнейшем методику подсчета прогнозных запасов, которые не могут основываться на новых данных для массового статистического подсчета, так как данные этого рода в большом количестве на глубоких горизонтах получать трудно.

При подсчете прогнозных запасов необходимо увеличивать размеры подсчетных блоков, так как при этом за единицу подсчета придется принимать тот или иной объем геологического пространства, в котором потенциально существуют благоприятные условия для появления руд.

При переводе прогнозных запасов в запасы, отвечающие принятым сейчас категориям, можно ожидать перехода значительной их части в забалансовые. Следовательно, в начале детальной разведки нужно иметь достаточно большое количество прогнозных запасов, которое бы могло компенсировать последующую убыль.

Совершенно очевидно, что осуществление названных принципов подразумевает значительное изменение принятых сейчас правил и инструк-

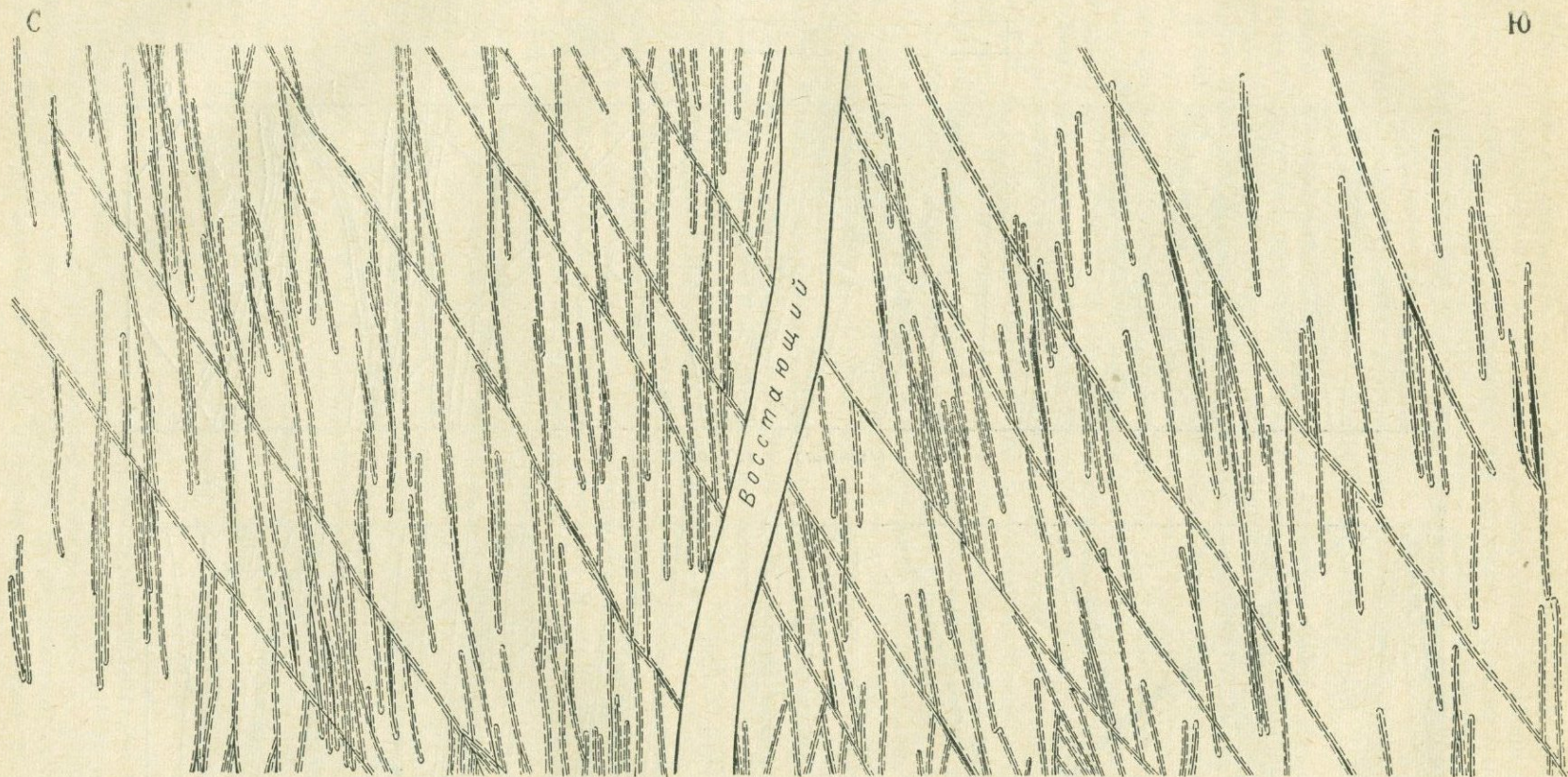


Рис. 7. Распределение поперечных и диагональных жил в дайке (продольный профиль по дайке)

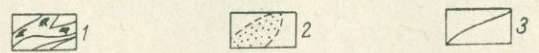
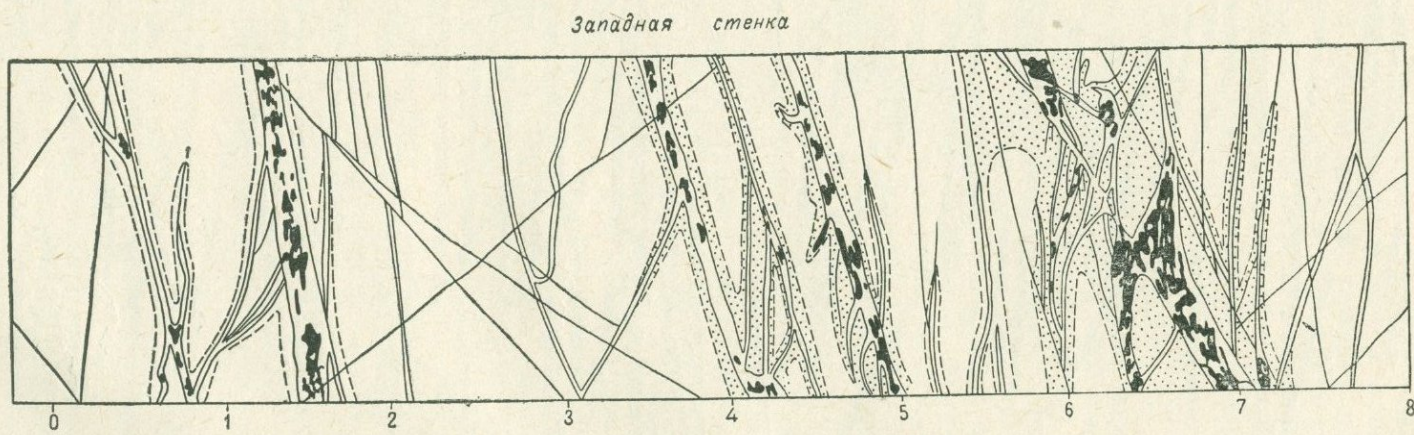
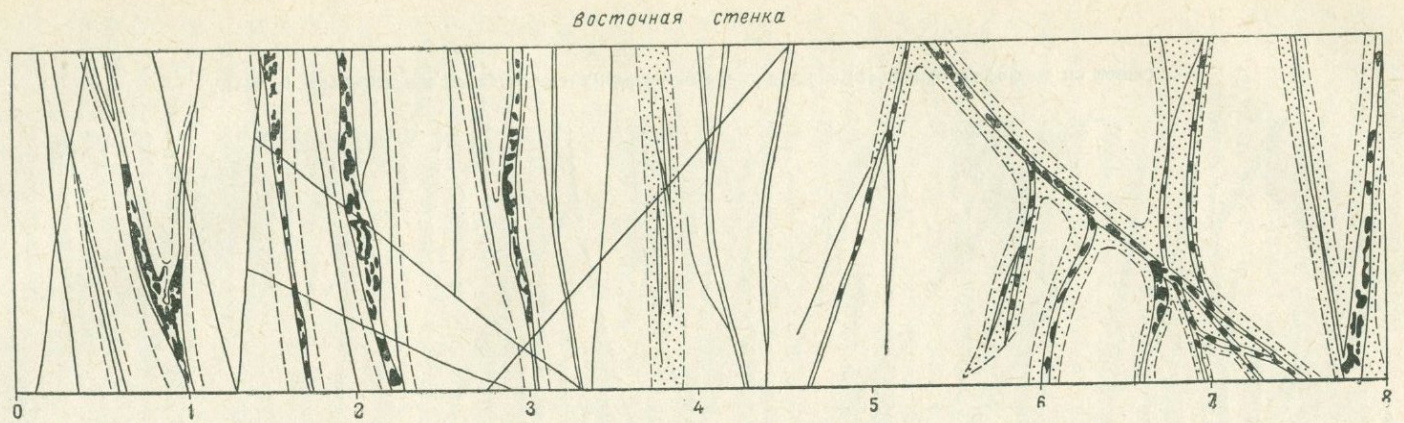


Рис. 8. Зарисовки стенок штофа, параллельного оси дайки
 1 — кварцевые жилы с выделениями сульфидов, иногда без них; 2 — березиты; 3 — трещины отдельности

ций. Пока они сохраняются, можно лишь пытаться осуществить промежуточную, вписывающуюся в общие правила схему глубинной разведки, т. е. добиваться опережения действующих эксплуатационных горизонтов на высоту двух-четырёх этажей с соответствующими подсчётами прогнозных запасов на такой же или больший интервал по падению.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЛУБИННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НА КОЧКАРСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Общая теория прогнозирования, как известно, сейчас разрабатывается многими исследователями, в том числе особенно углубленно и всесторонне в отделе методики разведки САИГИМС. Однако месторождения золота имеют свои специфические особенности, обусловленные большой ценностью и обычно неравномерным распределением металла в руде.

Первым исследователем рудного поля был Н. К. Высоцкий (1890—1900 гг.), составивший оригинальную карту жил и систематическое описание их. В 1937—1950 гг. И. В. Ленных произвел в районе детальную геологическую съёмку и дал первое полное описание региональной тектоники и металлогении. Примерно к этому же этапу относятся исследования И. И. Чупилина (1938—1945 гг.), подробно изучившего вещественный состав руд и гидротермально изменённых пород (табашек) и подсчитавшего прогнозные запасы золота и мышьяка, а также работы Н. И. Бородаевского и С. Д. Шера (1948—1950 гг.), составивших геолого-структурную карту рудного поля и повторивших на несколько более совершенной геологической основе описание месторождения. Аналогичные исследования в южной части рудного поля осуществил в 1952—1954 гг. Г. М. Вировлянский.

В 1958—1962 гг. коллективом рудничных геологов под руководством П. И. Терентьева составлены погоризонтные геологические планы и разрезы. Наконец в результате исследований последних лет (1960—1964 гг.), выполненных Кочкарской партией Челябинского треста и ЦНИГРИ (Ю. И. Новожилов, А. П. Федотов, Э. О. Мецнер, И. Е. Гуляк, В. М. Яновский, В. И. Покусаев и др.), вновь обобщены все материалы разведки и поисков, составлены геолого-структурные и прогнозные карты и планы поверхности различных горизонтов выработок месторождения.

На каждом этапе исследований их авторами давались исчерпывающие по состоянию материалов оценки и прогнозы. Рассмотрим последние применительно к различным объектам прогнозирования.

Район Кочкарского месторождения расценивался Н. К. Высоцким с позиции сильной нарушенности массива плагиогранитов, разбитого на мелкие блоки. Позднее И. В. Ленных предполагал, что оруденение приурочено к куполам упомянутого массива плагиогранитов, причём им приписывалось вначале шлировое, а затем деформационное (вследствие течения вещества в твёрдом виде) происхождение.

Н. И. Бородаевский и С. Д. Шер (Бородаевский, 1952) считали определяющим для оценки моментом расчленение вмещающего жилы массива плагиогранитов на крупные тектонические глыбы в период до внедрения интрузии микроклиновых гранитов. Ю. И. Новожилов в качестве основы оценки выдвинул блоки массива, оконтуриваемые дайками, а В. М. Яновский — блоки, ограничиваемые предрудными рудоконтролирующими нарушениями.

Для поисков оруденения на участках, находящихся вне рудного поля, использовались по существу лишь структурные критерии: проверялось предположение о приуроченности кварцевых жил и других рудопроявлений золота к направлениям поясов и даек и разрывам, прослеживаемым из контуров рудного поля на окружающие площади. При этом Н. И. Бородаевский и Д. В. Рундквист исходили из пред-

посылки, что протяженные рудоконтролирующие разломы, возникающие внутри зон глубинных более древних разломов и генетически связанные с ними, проявляясь параллельными пучками или парами. В местах же сближения их или там, где изменяются элементы залегания, возникают системы диагональных и близширотных разломов, контролирующих магматизм (образование даек, в частности, и размещение оруденения). Площади, рекомендованные для поисков в районе, выбирались по рисунку пересечения меридиональных и северо-западных разломов.

В последние годы (1963—1964 гг.) Ю. И. Новожиловым выдвинуто интересное, еще не получившее подтверждения предположение о приуроченности жил кочкарского типа к выходам плагиогнейсов. Наметились также погребенные (скрытые и просвечивающие) разломы. Указывается на связь золото-мышьякового оруденения с гранитизацией и на приуроченность оруденения к брахискладчатым структурам в толще гнейсов.

В настоящее время установлено, что район месторождения расположен на границе двух структурно-металлогенических зон в области долговременных и перекрывающихся влияний базальтоидного и гранитного магматизма. Наличие серии глубинных разломов, рассекающих древние породы фундамента, обуславливает общую приуроченность золото-мышьякового оруденения к сравнительно молодым разломам меридионального и северо-западного простирания. Таким образом, подтвердилась правильность основного геологического принципа всех предыдущих оценок — блоковой тектоники, охватывающей не только рудное поле и массив, но и район в целом. Подтверждается также тесная пространственная связь жил дорудного и рудного кварца с дайками, которая может считаться надежной основой прогнозных оценок до глубины не менее 1000 м, и выявлено положение систем предрудных разрывов, контролирующих проявление промышленного оруденения. Таким образом, можно считать, что в качестве критериев должны использоваться две особенности — связь рудных жил с дайками табашек и наличие разрывных нарушений.

Участки месторождений и отдельные рудные тела (золото-мышьяково-кварцевые жилы) оценивались Н. К. Высоцким и И. И. Чупилиным по совокупности имевшихся в тот или иной период геологических и архивных сведений, а позднее А. П. Смолиным и Г. М. Вировлянским на основе выделения систем жил и рудоконтролирующих нарушений.

Промышленная ценность жил определялась рудничными геологами на основании особенностей ориентировки жильных трещин и наличия того или иного количества сульфидов в жилах. Кроме того, в отдельных случаях учитывался состав минеральных ассоциаций и некоторые другие минералогические признаки. Г. М. Вировлянский оценивал Ново-Троицкое (преимущественно мышьяковое) месторождение, опираясь на представления о первичной геотермической зональности, выделяя с этой точки зрения группы жил.

В последние годы появились указания на влияние структурных (В. М. Яновский) и литологических (Ю. И. Новожилов) особенностей гранито-гнейсов и плагиогранитов, вмещающих кочкарские жилы, на размещение минеральных ассоциаций в рудах. В качестве основных оценочных критериев используются устойчивые минеральные ассоциации, пространственная близость жил к предрудным разломам, а также закономерное проявление гипогенной и вторичной зональности в связи с блоковой структурой месторождения (В. М. Яновский).

Уже в самом начале (1962—1963 гг.) наших исследований была дана перспективная оценка глубоких горизонтов месторождения. Основные положения оценки заключаются в следующем.

1. Наблюдаемая на поверхности тесная пространственная связь золото-мышьякового оруденения с дайками метаморфизованных жильных пород (табашек) сохраняется на достигнутых выработками и скважинами глубинах (Бородаевский, 1966).

2. Строение каркаса даек, мощность и элементы залегания их также сохраняются с глубиной, по крайней мере на большей части площади центральных участков рудного поля.

3. На глубине не происходит существенных изменений в структурах и геологической обстановке, а также в закономерностях распределения оруденения. Это положение проверено в 1960—1961 гг. бурением глубоких структурных скважин. В интервале до 300—400 м от поверхности средние содержания золота по горизонтам, средние мощности, коэффициент рудоносности и длины промышленного оруденения отдельных линз существенно не изменяются.

4. Сохраняется в принципе на достигнутых глубинах и вещественный состав руд. Отличие состоит в появлении тенденции к смене на больших глубинах существенно арсенопиритовых руд пирит-арсенопиритовыми, более обогащенными золотом. Высказывалось предположение о возможном появлении в составе руд на глубине больших количеств шеелита и, возможно, вольфрама.

Указанные основные выводы позволили по данным единичных глубоких скважин осуществить подсчет прогнозных запасов. Дальнейшее изменение и дополнение выводов указанной оценки, а также их существенная детализация связываются в основном с несколькими вновь выявленными геологическими фактами и констатациями.

Главной целью работ 1963—1965 гг. являлось прогнозирование промышленного оруденения, а также изучение первичной зональности и закономерностей распространения промышленных рудных тел. В отношении общих прогнозов выяснилось следующее: по Ю. И. Новожилову, гидротермальное оруденение, в особенности мышьяковое, предпочтительно концентрируется в толще плагиогнейсов и с этой точки зрения целесообразно стремиться в дальнейшем к стратиграфическому расчленению гнейсовых толщ и выделению в них благоприятных для оруденения, а также маркирующих слоев.

В. М. Яновский (1963) указывает на преимущественную локализацию золото-мышьякового оруденения в пологих брахиантиклинальных структурах в связи с залеганием в их ядрах плагиогранитов. Эти представления указывают на возможную смену менее богатых золотом, преимущественно арсенопиритовых руд более золотоносными мышьяковистыми золотопиритовыми рудами на глубоких горизонтах периферических частей рудного поля.

Особое значение имеет предположение о метасоматическом происхождении плагиогранитов, залегающих во внутренних частях брахиантиклинальных складок гнейсовой толщи; возможно положение жил среди различных по механическим свойствам и литологии пород отражается на распределении промышленных участков и вообще на локализации золото-мышьякового оруденения.

По В. М. Яновскому (1966), на глубинах сохраняются элементы брахиантиклинальных структур в гнейсах и гранито-гнейсах, и на этом основании можно рассчитывать на продолжение зоны преимущественно арсенопиритовых руд по направлению падения слоистых толщ. Соответственно руды смешанного состава, обычно располагающиеся в нижней части арсенопиритовой зоны (арсенопирит-кварцевая и кварц-пиритовая ассоциации с наложенными поздними продуктивными ассоциациями), могут быть встречены на глубине в восточных флангах жил. С другой стороны, с глубиной расширяется контур массивных плагиогранитов, что, вероятно, усложнит распределение оруденения.

Что касается более конкретных прогнозов и рекомендаций, то в этом отношении нужно указать следующее. Ранее предполагалось (А. П. Федотов и Н. И. Бородаевский), что по характеру минерализации различаются две системы дорудных нарушений; северо-восточного и северо-западного простирания с относительно пологим падением контролируют главным

образом мышьяковую (арсенопиритовую) минерализацию, а сместители других направлений — меридиональные и восток-северо-восточные крутопадающие — преимущественно золотую. Новыми данными это не подтверждается.

С большей точностью сейчас выявлена сетка рудоконтролирующих нарушений, в основном северо-восточных (косые) и меридиональных (предрудные дислокации), оказывающих влияние на размещение промышленных тел и рудных столбов. Наиболее мощные нарушения, сопутствуемые интенсивной сульфидно-золотой минерализацией, маркируются так называемыми «стволовыми» дайками табашек и поясами их сгущений.

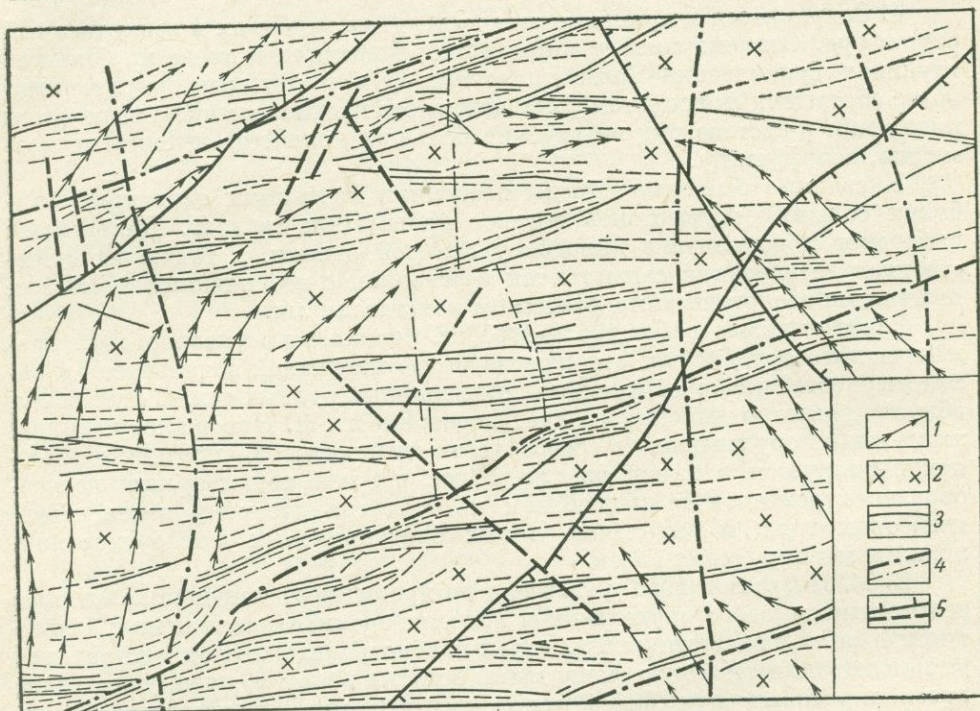


Рис. 9. Часть геолого-структурного плана Кочкарского золоторудного поля

1 — простирание меланократовых слоев гранито-гнейсов; 2 — массивные плагиограниты; 3 — дайки табашек; 4 — разрывные нарушения предрудного этапа (главные и второстепенные); 5 — после-рудные разрывные нарушения

Структуры предрудного этапа деформации накладываются в пределах массива на систему брахиантиклинальных складок и зоны даек с образованием системы блоков, ограниченных меридиональными и косыми разломами, к которым приурочиваются метасоматические преобразования плагиогранитов и жилы рудного кварца (рис. 9).

Движения блоков, обособившихся в ходе дислокаций рудного этапа, определяли размещение сульфидно-кварцевых жил, распределение продуктивных минеральных ассоциаций и рудных столбов, а также некоторые морфологические особенности рудных тел. Предрудные блоки ограничены крутопадающими разрывными структурами. Строение их различно. Например, два смежных блока, вмещающих жилы Рождественскую и Бажуковскую, различны по форме, размерам, составу и строению слагающих их пород: в южном блоке развиты массивные монотонные плагиограниты, в северном — полосчатые плагиограниты и гранито-гнейсы внутренней зоны периклинали; элементы дайкового каркаса в южном блоке — это системы выдержанных субширотных даек, равномерно распределенных в блоке, в северном — зоны сгущения даек субширотного и восток-северо-восточного простираний в краевых частях блока.

Длительное развитие разломов, ограничивающих главные блоки, привело к образованию в рудный этап жильных зон значительной ширины. Большая часть трещин рудного этапа — это унаследованные разрывы дайкового, дайкового и предрудного этапов. Периодические движения системы предрудных блоков, подновления трещин, связанные с ними, способствовали последовательному наложению продуктивных минеральных ассоциаций и образованию промышленных и обогащенных участков рудных тел. Сложный тип зональности на Кочкарском рудном поле пред-

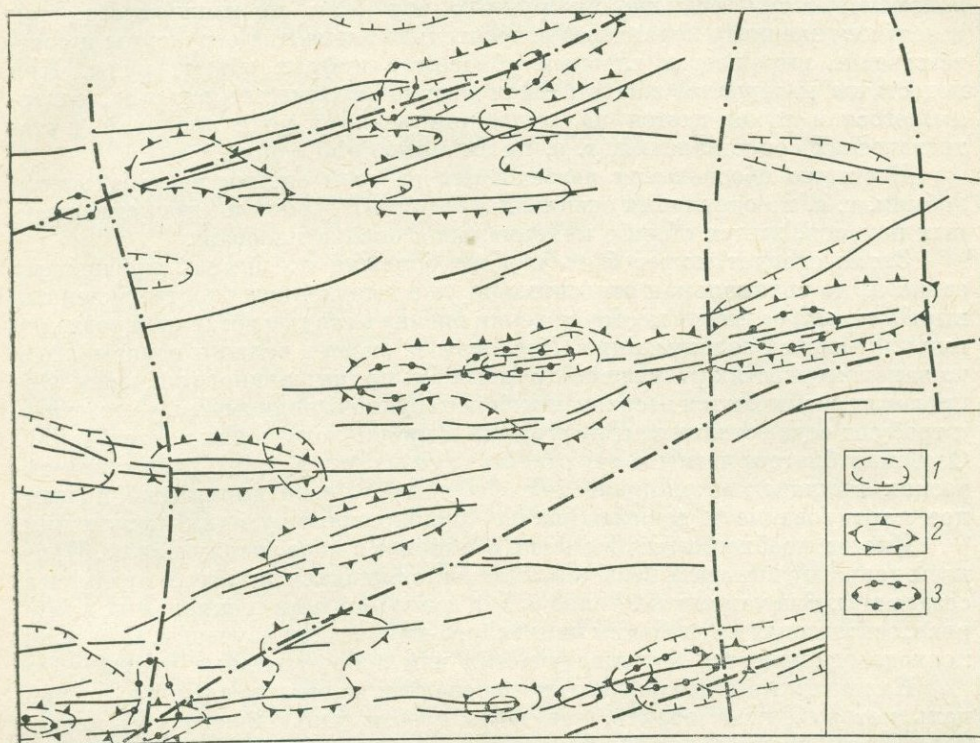


Рис. 10. Схема первичной зональности Кочкарского рудного поля

Границы распространения руд: 1 — арсенипирит-кварцевых; 2 — халькопирит-сфалерит-пирротиновых; 3 — золото-тетрадимитовых. Бергстрих направлен в сторону предполагаемого погружения границы. Кварц-пиритовые руды в этой части рудного поля развиты повсеместно

ставляет сочетание зональности отложения в ранние стадии рудообразования и зональности повторного приоткрывания трещин, проявленной в заключительные стадии.

В образовании руд золота участвуют кварц-пиритовая, халькопирит-сфалерит-пирротиновая (с пирит-марказитом, блеклой рудой, золотом) и золото-тетрадимитовая (с галенитом, буланжеритом, бурнонитом, висмутином) ассоциации. Наблюдается концентрация промышленного оруденения вблизи предрудных разломов (в узлах их сопряжения, в крайних частях блоков). В такой позиции обычно размещается золото-тетрадимитовая ассоциация, образующая отдельные рудные столбы. Халькопирит-пирротиновая ассоциация распространена преимущественно в северной группе предрудных блоков, и хотя случаи четкого структурного контроля для нее не так уж часты, как у последующих ассоциаций, скопления халькопиритовых руд в группах жил отмечаются у разломов — ограничителей предрудных блоков и у сопряжений различно ориентированных разрывов (рис. 10).

Устанавливается зависимость некоторых морфологических черт рудных тел от положения в системе предрудных структур.

Таким образом, при глубинных прогнозах и оценках всегда следует иметь в виду, что их нельзя рассматривать как одновременную операцию. Они даются на всех стадиях геологоразведочного процесса, причем в зависимости от этого несколько различны по объектам и целям, не вполне одинаковы по точности и выполняемые при этом подсчеты прогнозных запасов.

На первых этапах развития поисковых работ на вновь открываемых месторождениях требуется минимальная по точности и глубинности оценка. Оценка может строиться на познанных в той или иной степени закономерностях размещения рудных тел (как промышленного, так и непромышленного характера) относительно элементов структуры и соответственно выражается главным образом в цифрах объема руды. При недостатке материалов качественная оценка (количество металла, содержащегося в руде) дается на основании всякого рода аналогий и статистических сопоставлений, т. е. на эмпирической основе.

В стадию обоснования разведочных работ и оценки рентабельности добычи, т. е. по окончании специализированных съемок и крупномасштабных поисков, дается обычно максимальная оценка площади.

Затем следует может быть и даже большая по цифрам прогнозных запасов, но оптимальная относительно уже выявленных (подтвержденных выработками) размеров месторождения оценка в стадию детальной разведки или начавшейся эксплуатации. Прогнозы и оценки должны основываться на закономерностях размещения рудных тел промышленного значения. Эти прогнозы оказываются несравненно более трудновыполнимыми, чем первые, и требуют осуществления структурных и минералогических исследований. Особенно благоприятны в эту стадию условия для всякого рода статистических выкладок и эмпирических обобщений. Легко выполнимо подземное картирование и прослеживание рудоконтролирующих нарушений.

Иногда необходимость в оценке возникает в ходе эксплуатации. Прогнозы должны учитывать весь комплекс накопившихся данных и критериев, создающих благоприятные условия для использования специальных критериев, основанных на глубоком минералого-химическом изучении. При таком подходе оцениваются большие участки или даже отдельные рудные тела.

Наконец, при исчерпывании перспектив дается последняя оценка, цель которой удостоверить, что возможности дальнейшего расширения перспектив отсутствуют. Ее назначение в общем случае также охарактеризовать интервал глубин, ниже достигнутого выработками и сравнительно небольшой по отношению к уже освоенному выработками.

Все изложенное свидетельствует о том, что критерии для оценок и прогнозов одной и той же площади качественно изменяются с течением времени. Главную роль на всех этапах прогнозов и оценок играет сопоставление структурной и генетической обстановок на эксплуатирующихся, вскрытых и новых участках. Объяснение же генетических причинных связей осуществляется только изредка и в частных случаях.

Достоверные и точные прогнозы возможны лишь на основе разнообразных исследований структурного и минералогического характера и сопоставления графиков корреляционной зависимости. Роль генетических данных очень своеобразна: в общем плане они имеют уже в самом начале громадное значение для оценки и ведения поисково-разведочных работ. С другой стороны, конкретные вопросы прогнозов и разведки при помощи генетических данных можно решать только на поздней стадии изучения и освоения месторождений, когда появляется возможность выявить и объяснить различного рода причинные связи.

ВОПРОСЫ РАЗРАБОТКИ ПОИСКОВЫХ КРИТЕРИЕВ И ПРИЗНАКОВ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШТОКВЕРКОВОГО ТИПА

Для прогнозирования оруденения в любом масштабе необходимо прежде всего выработать поисковые критерии и признаки на примере по возможности хорошо изученных, типичных и вскрытых горными выра-

ботками месторождений. При этом недостаточно создать только общий перечень критериев и признаков, необходима также их определенная группировка и оценка. Особенно важно производить такую оценку при средне- и мелкомасштабном прогнозировании, когда работа по выработке критериев бывает отделена от работы по их использованию иногда значительным промежутком времени и может производиться различными коллективами.

Обычно поисковые критерии и признаки подразделяются на группы структурных, магматических, литологических, минералогических и т. п. Однако более существенно для дальнейшего применения разделение их по значимости, уровню даваемой ими информации и по возможности использования.

По значимости поисковые критерии целесообразно подразделять на следующие три группы:

- 1) критерии, определяющие саму возможность формирования рудной минерализации (определяющие критерии);
- 2) критерии, обуславливающие локализацию оруденения, т. е. геологическую позицию месторождения (критерии локализации);
- 3) критерии, обуславливающие тип и масштаб оруденения (критерии типа и масштаба);

Хотя наличие, размеры и тип каждого месторождения определяются сложным сочетанием благоприятных критериев различных групп, предложенное разделение кажется целесообразным, так как заставляет лишний раз критически рассмотреть и определить значение каждого критерия. Следует отметить, что один и тот же критерий может иногда относиться к двум или более группам, имея в каждой из них различное значение.

По уровню даваемой ими информации также целесообразно разделять как поисковые критерии, так и признаки. Наиболее высоким уровнем информации обладают прямые поисковые признаки нахождения полезного ископаемого или непосредственно парагенетически связанных с ними минералов. Более низкий уровень информации мы получаем от косвенных признаков оруденения, например нахождения минералов, относящихся к предрудным минеральным ассоциациям.

Поисковые критерии дают, как правило, еще более низкий уровень информации по сравнению с косвенными поисковыми признаками. Они в свою очередь далеко не однородны по уровню даваемой информации. Это лучше всего можно пояснить на примере ряда поисковых критериев с постепенно понижающимся уровнем информации. Например, для месторождений, контролируемых разломами, может иметь место следующий ряд: предрудный разлом — разлом — линейная кора выветривания по разлому — линейная кора выветривания. В приведенном ряду поисковых критериев последующий дает менее полную информацию по сравнению с предыдущим. Можно привести еще целую серию подобных рядов. Следует заметить, что интервалы уровней информации между отдельными членами как приведенного, так и других рядов обычно неравномерны и поэтому за редким исключением не могут быть выражены простыми рядами цифр.

Наряду с делением по значимости и по уровню информации очень важно подразделять как поисковые критерии, так и признаки по возможности их использования. Можно рекомендовать выделение следующих групп критериев и признаков:

- 1) массового применения, не требующих для своей реализации специальных картировочных или лабораторных работ;
- 2) применимых только после проведения геологосъемочных работ;
- 3) применимых только после лабораторных или специальных (например, геофизических) исследований;
- 4) трудноподающихся или неподдающихся использованию.

Рассмотрим применение указанных группировок поисковых критериев и признаков на примере одного из месторождений Средней Азии.

Месторождение представляет собой сочетание мощных кварцевых малосульфидных золотоносных жил со сложным ориентированным штокверком кварцевых и сульфидных прожилков. Оно локализовано в алевролит-сланцевой толще предположительно нижнего палеозоя. Характерной особенностью части толщи, вмещающей оруденение, является очень частое переслаивание пород, различающихся как по величине зерна (алевролиты и филлитовидные сланцы, отчасти песчаники), так и по составу (глиноземистые и известковистые разности).

Месторождение располагается вблизи осевой части крупной антиклинальной складки на участке флексуобразного выполаживания ее крыла. В связи с этим слои в пределах месторождения на значительных участках залегают полого, частично горизонтально.

С юга и севера месторождение ограничено крупными разломами, прослеживающимися в субширотном направлении далеко за пределы рудного поля. Непосредственно на рудоносной площади развиты многочисленные широтные, северо-восточные и субмеридиональные дизъюнктивы. В пределах нарушений породы растерты до тектонической глинки, местами содержат кварцевые линзы с вкрапленностью сульфидов.

Изверженные породы на месторождении развиты ограниченно. Они представлены дайками щелочных и кислых пород, которые слагают зоны широтного и северо-восточного простираний, как бы ограничивающих месторождение.

Кварцевые жилы и прожилки, развитые на месторождении, отличаются сложной морфологией, обычно линзообразны. Крупные жилы крутопадающие и секут слоистость вмещающей толщи под значительным углом. Они простираются в восток-северо-восточном направлении и падают к юго-востоку. Значительно более многочисленны пологопадающие кварцевые жилы и прожилки, слагающие штокверк. Иногда они почти горизонтальны, причем залегание их согласное или почти согласное со слоистостью и сланцеватостью вмещающей толщи. Сульфидные прожилки рассекают кварцевые жилы. Они характеризуются малой мощностью (обычно первые миллиметры) и правильной морфологией. Прожилки сульфидов чаще вертикальные, простираются в широтном направлении.

Изменения вмещающих пород на характеризуемые месторождения несколько необычны. Наиболее широко проявлены прерудные изменения типа ороговикования, которые сменяются кварц-микроклиновыми метасоматитами. Последние распространены в контактах большинства кварцевых жил. Более поздние изменения, отнесенные нами ко второму этапу метасоматоза, выражаются в развитии кварц-альбитовых и кварцевых метасоматитов, локализующихся в контактах жил кварца поздней генерации и в хлоритизации, сопровождающей сульфидные прожилки. Золото выделялось в поздние стадии рудного процесса и наиболее тесно ассоциирует с шестоватым кварцем и арсенопиритом вторых генераций и висмутовыми минералами.

В целом геологические особенности месторождения, которые могут быть использованы в качестве поисковых критериев и признаков, суммированы в табл. 19, где сделана также попытка разделить их по значимости и применимости в соответствии с изложенными выше группировками.

При оценке относительной значимости критериев автор исходил из представления о генетической связи золотого оруденения с гранитоидными магматическими очагами. Поэтому признаки наличия гранитоидного массива рассматриваются нами как определяющие наличие золотой минерализации. Отдавая себе отчет о сложности проблемы, мы исходим в данном предположении из общего анализа металлогении золота в провинциях герцинид, данных региональной геологии Средней Азии и наблюдений о признаках наличия массива изверженных пород на глубине непосредственно под месторождением. Структурные факторы рассматриваются нами как предпосылки локализации оруденения, которые

Оценка поисковых критериев и признаков, используемых при поисках месторождений штокверкового типа в алеврито-сланцевых толщах

	Значимость критерия и уровень информации признака	Применимость критерия или признака
Критерии	Определяют возможность появления золотой минерализации, так как указывают на наличие магматического источника на глубине	Массового применения
		Картируемый
		Картируемый
		Картируемый
Критерии	Определяют локализацию месторождений	Массового применения
		Невозможно использовать полностью без дополнительных исследований
		Картируемый
		Массового применения
Критерии	Значение для локализации оруденения не ясно	Картируемый
		Массового применения
Критерии	Указывают на тип оруденения	Массового применения
Критерии	Указывают на тип и масштаб оруденения	Массового применения
Критерии	Указывают на тип и масштаб оруденения	Картируемый
Признаки	Косвенный	Картируемость ухудшается в ряду перечисленных изменений
	Косвенный	Массового применения
	Косвенный	Картируемый

Поисковые критерии и признаки		Значимость критерия и уровень информации признака	Применимость критерия или признака
Признаки	Повышенное содержание в рыхлых отложениях мышьяка	Косвенный	Требующий специализированных работ
	Парагенетическая связь золота с мелкопризматическим кварцем (III генерации) и минералами висмута	Прямой	Некартируемый, требующий детальных исследований
	Повышенное содержание висмута в рыхлых отложениях	Косвенный	Требующий специализированных работ
	Повышенное содержание золота в псевдоморфозах бурых железняков по пириту в рыхлых отложениях	Косвенный	Требующий специализированных работ
	Повышенное содержание свободного золота в рыхлых отложениях	Прямой	Требующий специализированных работ

приобретают свое значение только в сочетании с определяющими критериями. Наконец, литологические особенности вмещающих пород в сочетании с некоторыми структурными моментами определяют, по нашему мнению, в основном тип и масштаб месторождения, но не оказывают существенного влияния на сам факт его наличия.

Рассмотрим предполагаемые критерии и данные об их оценке более подробно.

Пространственная связь и близость во времени оруденения месторождения с гранитоидным магматизмом определяется совокупностью косвенных признаков. К таким признакам прежде всего относится развитие в пределах рудного поля предрудного метаморфизма роговикового типа. Метаморфизм выражается в появлении в алевролитах за счет хлорит-серицитового цемента мелкочешуйчатого биотита, а за счет известковистых пород — актинолита и пироксенов.

Интенсивность метаморфизма заметно уменьшается во все стороны от центральной части месторождения, хотя детальное картирование затруднено выветрелостью пород. Усиление метаморфизма происходит с глубиной, что хорошо устанавливается из сопоставления пород, вскрытых на различной глубине. Особенно отчетливо усиливается метаморфизм с глубины около 700 м от поверхности.

Вторым косвенным подтверждением присутствия интрузивного массива непосредственно под месторождением является упоминавшееся локальное выполаживание рудовмещающей толщи в виде флексурной ступени на крыле антиклинали, говорящее о наличии жесткого упора на глубине. При этом отмечается, что площадь выположенного участка расширяется с глубиной, главным образом в южном направлении.

Наличие жесткого скрытого упора под месторождением подтверждается также фактом изгиба оси и асимметричного строения антиклинальной складки, проходящей севернее месторождения. По данным А. Т. Бендика, в западной части месторождения ось антиклинали простирается в северо-восточном направлении (азимут 70°), а восточнее простирание ее изменяется до $95-100^\circ$. Перегиб оси в плане располагается как раз против центральной части месторождения, где находится описанный выположенный участок. По обе стороны от него изменяется, кроме

того, погружение шаршира складки: в западной части оно равно 25° , в восточной $35-45^\circ$. Изгибается, как бы огибая выположенный участок, но уже с юга, и мощный разлом проходящий в южной части месторождения.

Все приведенные факты независимо один от другого указывают на наличие непосредственно под месторождением жесткого массива, который вероятнее всего представляет собой гранитоидную интрузию. Это подтверждается также геофизическими данными, полученными П. В. Храмышкиным. Хорошо согласуется возможность наличия гранитоидного массива на глубине и с данными по геологическим особенностям соседних районов.

К наиболее сложным вопросам относится определение близости времени становления предполагаемого гранитоидного массива и времени формирования месторождения. Имеющиеся данные об абсолютном возрасте минералов роговиков и более поздних собственно околожильных метасоматически измененных пород показывают их сравнительную сближенность.

По уровню информации перечисленные признаки наличия на глубине интрузивного массива не равнозначны. Наиболее высокий уровень информации, т. е. наиболее определенные сведения о присутствии массива изверженных пород под месторождением, дают изменения вмещающих пород. Менее высокий уровень информации имеют факты выполаживания рудовмещающей толщи и изгибов оси складки и дизъюнктивов вокруг предполагаемого массива.

Рассмотрим предлагаемые критерии по их применимости. Изменения пород роговикового типа отчетливо проявляются макроскопически, и выявить их можно даже без проходки горных выработок, по наблюдениям над свалами и высыпками. Поэтому мы относим их к критериям массового применения. То же самое в значительной степени относится и к выполаживанию вмещающей толщи, поскольку элементы слоистости и близкой к ней сланцеватости легко можно наблюдать в естественных обнажениях. Изгибы осей складок и изменения простираний разломов относятся по применимости к иной категории критериев, требующих для своего использования проведения геологической съемки.

Критерии локализации оруденения являются, как уже указывалось, главным образом структурными. В первую очередь на локализацию оруденения влияет пересечение зон разломов широтного и северо-восточного простираний раннего заложения, с длительной и сложной историей развития. По значимости эти критерии меньше зависят от генетических представлений, поскольку они определяют локализацию оруденения как с позиций непосредственной связи оруденения с гранитоидными массивами, так и с позиций более удаленных связей оруденения с магматизмом через глубинные магматические очаги. Они теряют свое значение только в том случае, если придерживаться точки зрения о прямой связи оруденения с осадочными толщами, которая высказывается некоторыми геологами.

По применимости критерий связи оруденения с пересечением зон разломов не может быть отнесен к массовым. В условиях монотонной рудовмещающей толщи и плохой обнаженности выявление разломов весьма сложно. Среди многочисленных разломов особенно трудно выделить те, которые заложены в дорудное время и могли являться рудо-контролирующими. В связи с этим данный поисковый критерий становится вообще некартируемым. Для перевода его в разряд картируемых необходимы специальные исследования.

Непосредственно на месторождении в подземных горных выработках дорудное время заложения разломов устанавливалось нами по частичному залечиванию их кварцем или сульфидами, подворотам вдоль разломов кварцевых жил и прожилков, изменению мощностей жил по обе стороны

разломов, увеличению интенсивности минерализации при приближении к разломам, блокированию жил, пересечению кварцевыми прожилками приразломных складок. Все эти признаки мало применимы при оценке разломов, выявляемых геологическим картированием за пределами месторождения, поэтому необходима специальная разработка методов оценки возраста таких разломов. В ходе исследований месторождения нами были предприняты некоторые попытки этой разработки. Из различных по отношению к оруденению разломов отбирался дробленный материал, который после соответствующей обработки исследовался минералогически и химически. Наиболее отчетливые результаты для выделения разновозрастных по отношению к оруденению разломов дает минералогическое изучение тяжелой фракции раздробленных пород. В частности, в разломах, заложенных до оруденения, устанавливается наличие сульфидов определенного состава и морфологических типов и первичного золота, кристаллы которого несут следы тектонического воздействия. Необходимо продолжить изучение раздробленного материала из зон разломов, для того чтобы перевести соответствующий поисковый критерий из некартируемого в доступный использованию.

К критериям, определяющим локализацию оруденения на месторождении, следует, как нам кажется, относить также наличие дайковых зон и узлов их пересечения. Эти зоны несомненно маркируют ослабленные направления в земной коре, и в этом отношении поисковое значение их близко к тому, которое имеют разломы. Более того, соотношение рудной минерализации с дайками позволяет маркировать дайковые зоны во времени по отношению к оруденению. Наблюдения показывают, что дайки внедрялись после формирования главной массы кварца, но до сульфидной и золотой минерализации.

Значение в качестве геологических факторов локализации оруденения элементов складчатых структур неясно. Это в первую очередь относится к связи месторождения с антиклинальной складкой, вблизи осевой части которой оно располагается. Хотя приуроченность повышенной минерализации к крупным антиклинорным структурам характерна для локализации оруденения в подобных условиях (в частности, она является одним из ведущих факторов в гердинском складчатом поясе Восточной Австралии с ее знаменитыми золотыми месторождениями), непосредственно из изучения месторождения она не следует.

Отмеченное выше выполаживание пород интересно в основном как косвенное указание на наличие на глубине магматического очага. Оно влияет также на масштаб оруденения и может быть отнесено скорее к поисковым критериям масштаба, чем к критериям локализации. Горизонтальное залегание пород способствовало возникновению и приоткрыванию послойных трещин и обусловило формирование огромного количества кварцевых жил и прожилков.

Литологические особенности согласно принятым нами представлениям о постмагматическом гидротермальном генезисе оруденения могут рассматриваться только как факторы и соответственно критерии, определяющие тип оруденения. Возможно, что они оказывали влияние и на масштаб оруденения.

Поисковые признаки, которые могут непосредственно указывать на наличие оруденения описываемого типа, суммированы в таблице и не требуют такого разбора, как поисковые критерии. Необходимо только обратить внимание на несовпадение значимости признаков и возможности их применения. Так, прямым поисковым признаком является парагенезис золота с кварцем поздней генерации и с минералами висмута. Вместе с тем этот признак относится к трудно используемым, поскольку выделять кварц различных генераций сложно даже при проведении специальных исследований, а висмутовые минералы встречаются лишь в микроскопически малых количествах. Общая связь золотого оруденения с кварцевыми

жилами и с мышьяковой минерализацией может рассматриваться только в качестве косвенных поисковых признаков. Однако по применимости они несомненно относятся к более массовым и поэтому им приходится отдавать предпочтение.

Интересен вопрос об использовании в качестве поисковых признаков метасоматически измененных пород. Для месторождений золота характерно, что подавляющее большинство таких изменений предшествует оруденению, и собственно золотая стадия минерализации практически окolorудными изменениями не сопровождается. Это же имеет место и на характеризующем месторождении. Специфичным здесь является очень широкое развитие изменений не только ранних стадий гидротермального процесса, но и предшествовавшего этапа метасоматоза, связанного с формированием интрузивного массива, с которым, по нашим представлениям, генетически связано золотое оруденение. Мы уже касались этих изменений, относя их к определяющим, хотя и косвенным критериям наличия оруденения.

Более поздние метасоматические преобразования, такие как формирование кварц-микроклиновых, кварц-альбитовых и кварцевых метасоматитов и хлоритизация пород, следует относить не к поисковым критериям, а к поисковым признакам. Они также являются косвенными, так как все перечисленные изменения не сопровождают собственно золотую стадию минерализации, а только характеризуют наличие общего гидротермального процесса, одним из звеньев которого является выделение золота. При этом приходится констатировать, что по мере увеличения уровня информации этих признаков, ухудшаются условия их применения. Особенно это относится к хлоритизации, сопровождающей отложение сульфидов и, по-видимому, наиболее близкой к золоту. Хлорит выделяется только в виде отдельных метакристаллов, и наличие его не отражается существенно на внешнем облике пород. Кроме того, необходимы специальные исследования для отличия хлорита поздних стадий рудного процесса от хлорита, выделяющегося при разрушении биотита и возникшего в других условиях.

Изложенный материал показывает сложность вопроса об оценке критериев и признаков наличия оруденения. При общем более или менее стандартном наборе критериев применительно к месторождениям определенных типов, в частности к золоторудным, значимость и применимость критериев и признаков очень изменчивы как для различных геологических обстановок, так и в зависимости от генетических представлений. Они зависят также от физико-географических условий местности, степени разработки методики поисков и т. п. Решающее значение нередко имеют, кроме того, не отдельные критерии и признаки, а их сочетания, которые могут быть весьма сложными и разнообразными. При этом тот или иной критерий, кажущийся очень важным, может оказаться совершенно не интересным.

Для месторождений данного в качестве определяющего критерия наличия оруденения мы считаем магматический фактор. Структурные факторы в сочетании с магматическими обуславливают локализацию оруденения, а литологические особенности пород влияют только на тип и масштаб оруденения. Однако подобное распределение критериев по значимости не является обязательным для всех металлогенических провинций и типов золотого оруденения. Относительная значимость различных геологических факторов, влияющих на локализацию оруденения, изменялась в ходе геологического развития. Изучение этих изменений и разработка вопроса о ведущих факторах для различных типов металлогенических провинций и месторождений требует обобщения всего материала по металлогении золота. Такое обобщение интересно не только с позиций разработки поисковых критериев, но и для дальнейшего развития теории рудогенеза.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

На структурно-металлогенической (прогнозной) схеме (рис. 11), охватывающей значительную часть Дарасунского рудного района, обобщены материалы кондиционных и специализированных карт, составленных сотрудниками Читинского геологического управления и ЦНИГРИ. Для целей прогнозирования на схему нанесены те геологические комплексы, которые имеют отношение (пространственное или генетическое) к оруденению, и структурные элементы, контролирующие оруденение, рудопроявления золота и других полезных компонентов.

Среди факторов, контролирующих размещение оруденения дарасунского типа средне-верхнеюрского возраста, главную роль играют структурные и в меньшей степени литологические, генетические и др. Проявления оруденения в том или ином месте и его характер зависят также и от глубины эрозионного среза рудовмещающих блоков, эндогенной пространственной зональности и некоторых других причин.

Дарасунский рудный район входит в золото-молибденовый пояс Восточного Забайкалья, выделенный С. С. Смирновым. В пределах района широко развиты гранитоидные массивы средне-верхнепалеозойского и нижнемезозойского возраста, которые глубоко эродированы в результате длительного поднятия области, геосинклинальное развитие которой в значительной части пояса завершилось во время варисского орогенеза (Якжин, 1956). В мезозое происходит интенсивная активизация консолидированной платформенной структуры.

Метаморфизованные нижнепалеозойские преимущественно габброидные породы и амфиболиты или даже более древние (допалеозойские) осадочные и эффузивные образования, так же как и молодые юрские и меловые отложения, встречаются лишь в небольших сохранившихся от денудации блоках, обычно отделенных тектоническими нарушениями от вмещающих их палеозойских гранитоидов.

С нижнепалеозойскими габброидными породами (см. рис. 11) часто пространственно связана юрская золоторудная минерализация. Эта кажущаяся связь обусловлена большей разбитостью древних габброидов относительно окружающих их более молодых гранитоидов и, возможно, мобилизацией рудных компонентов из древних пород.

Средне-верхнеюрские малые интрузии, с которыми парагенетически и пространственно связано оруденение, и их эффузивные аналоги встречаются по всей территории, но интенсивнее они развиты лишь в отдельных структурно-благоприятных блоках.

В структуре района отчетливо устанавливается большее количество зон разрывных нарушений глубокого заложения, насыщенных дайками кислого и основного состава и минерализацией; зоны имеют северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное простирание.

Весь район разбит на большое количество блоков, перемещенных относительно друг друга на разные амплитуды. Одни блоки подняты, а другие опущены нередко на сотни метров. Для опущенных блоков характерны останцы эффузивов верхнеюрского и более молодого возраста, а также депрессии, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями; часто развиты мезозойские интрузии субвулканических фаций и брекчий взрыва и соответствующая минерализация.

Намечаются крупные блоки, опущенные или поднятые уже после формирования месторождений средне-верхнеюрского возраста (дарасунского типа) и, следовательно, в разной степени (совместно с рудопроявлениями) претерпевшие эрозию. Учитывая резко выраженные явления зональности, характерные для оруденения дарасунского типа, можно наметить четыре типа блоков с разной степенью эродированности отно-

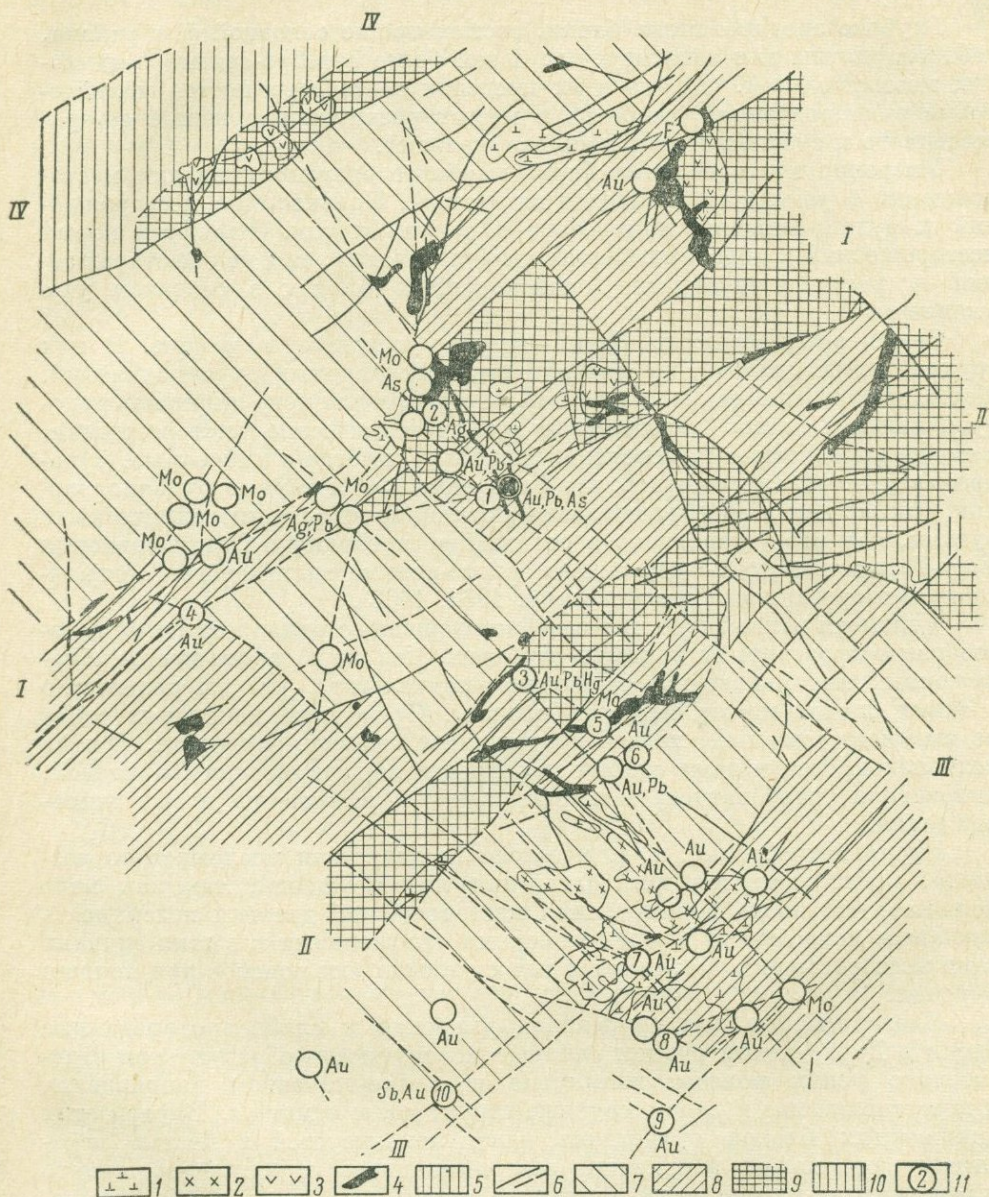


Рис. 11. Структурно-металлогенетическая схема Дарасунского рудного района

1 — нижнепалеозойские габброиды и амфиболиты; 2 — средне-верхнепалеозойские гибридизированные и контаминированные кварцевые диориты; 3 — средне-верхнеюрские и меловые вулканогенные породы среднего и кислого состава, залегающие в относительно опущенных блоках; 4 — средне-верхнеюрские субвулканические малые интрузии плагиигранит- и гранит-порфиров и их эффузивные аналоги; 5 — мезозойские и кайнозойские депрессии; 6 — разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости; 7 — блоки со значительным эрозионным срезом; 8 — блоки с умеренным эрозионным срезом; 9 — блоки со слабым эрозионным срезом; 10 — блоки, погребенные под меловыми и кайнозойскими отложениями в депрессиях; 11 — рудопоявления: Au — золотые, Pb — полиметаллические, As — мышьяковые, Sb — сурьмяные, Ag — серебро-свинцово-цинковые, Mo — молибденовые, Hg — ртутные, F — флюоритовые. Из них (цифры на схеме): 1 — Дарасунское, 2 — Усть-Теремки, 3 — Торгононское, 4 — Восходское, 5 — Торгинское, 6 — Улентуйское, 7 — Джипкошинское, 8 — Кипинское, 9 — Дельмачинское, 10 — Гиримнакское
Полосы опущенных блоков: I — Дарасунско-Восходская, II — Олинско-Нижнеганско-Торгинская, III — Гиримнакско-Джипкошинская, IV — Усуглинская

сительно дневной поверхности периода формирования месторождений (см. рис. 11): глубоко эродированные, умеренно эродированные, слабо эродированные, погребенные (верхнеюрские, меловые и третичные депрессии).

Глубоко эродированные блоки, составляющие основной фон района, неблагоприятны для золоторудных и тем более серебро-свинцово-цинковых месторождений. Однако в их пределах часто встречаются молибденовые рудопроявления, особенно в местах развития нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений.

Умеренно эродированные блоки наиболее благоприятны для месторождений в результате вскрытия их эрозией. Большинство месторождений и рудопроявлений приурочено к таким блокам. Отыскание новых месторождений в подобных блоках затруднительно, так как месторождения в таких неоднократно опоскованных блоках в основном уже выявлены.

Слабо эродированные блоки широко развиты в районе. В них трудно ожидать выхода на поверхность золоторудных рудопроявлений. Место последних здесь могут занимать серебро-свинцово-цинковые рудопроявления и слабо золотоносные полиметаллические месторождения, а также карбонатные и, вероятно, баритовые, иногда с киноварью, рудопроявления. Можно ожидать, что баритовые и киноварные рудопроявления, так же как и серебряные, залегают над золото-полиметаллическими рудами, как это установлено в отношении серебряного рудопроявления Усть-Теремки и ртутьсодержащего золото-полиметаллического Торгоконского месторождения (Тимофеевский, 1962, 1963).

Учитывая изложенное, все серебро-содержащие рудопроявления целесообразно проверять на больших глубинах. Что же касается еще не обнаруженных месторождений, то можно предполагать, что их количество в таких блоках может быть наибольшим. Проведение поисковых работ не вызывает сомнений, хотя и представляет большие трудности. В этих условиях проверка даже слабых проявлений минерализации (баритовой, киноварной, карбонатной) может привести к выявлению новых месторождений.

Блоки погребенные, т. е. мезозойские депрессии послееюрского возраста, неблагоприятны для выявления месторождений, так как надо полагать, что после формирования месторождений дневная поверхность оказалась погребенной под мезозойскими отложениями и в этих случаях сами месторождения оказываются недоступными для поисков при помощи бурения.

Благоприятные для оруденения умеренно и слабо эродированные блоки в Дарасунском рудном районе в совокупности образуют три относительно узких полосы, вытянутые в северо-восточном направлении и представляющие в целом крупные структурные единицы. Внутри этих пониженных блоков оруденение чаще локализуется в местах пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного и реже других направлений. В этих же местах, как правило, образовывались тела плагиогранит-порфиров, с которыми парагенетически связано оруденение. Следует напомнить, что наиболее благоприятными для оруденения (как поисковый признак) являются субвулканические фации малых интрузий, с которыми часто связаны эффузивные их аналоги и брекчии взрыва. При поисках коренных месторождений следует также учитывать и такие давно известные поисковые предпосылки, как наличие россыпей. Однако в ряде случаев рудопроявления установлены там, где россыпей неизвестно. В этих местах они вскрыты эрозией лишь в самых верхних частях и россыпи могли еще не образоваться. Таким образом, россыпи как весьма благонадежный поисковый критерий могут рассматриваться лишь в районах (блоках) умеренно эродированных. Поиски следует проводить вдоль полос и полей опущенных блоков, обращая

при этом особое внимание на пересечение этих полос структурными элементами северо-западного и других направлений.

В оценке месторождений дарасунского типа значительное место должны занимать вопросы эндогенной зональности. Структурная позиция Дарасунского месторождения определяется тем, что оно находится в ослабленном сильно нарушенном блоке нижнепалеозойских амфиболизированных габброидов, окруженных менее податливыми к деформации гранитоидными массивами. Блок ограничен протяженными нарушениями северо-западного направления. Главное рудное поле находится в узле

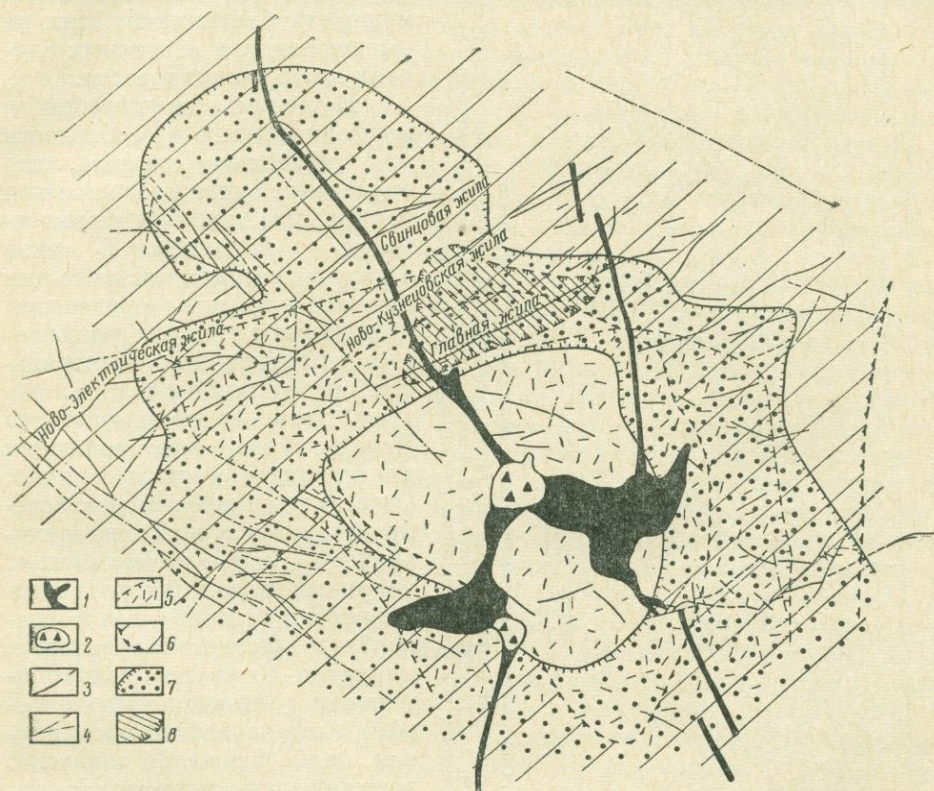


Рис. 12. Схема зонально-концентрического размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском рудном поле

1 — плагиигранит-порфиры; 2 — брекчии взрыва; 3 — кварц-сульфидные жилы; 4 — разрывные нарушения. Контурные распространения минеральных ассоциаций (штрихи контурных линий направлены в сторону развития ассоциаций): 5 — кварц-турмалиновой; 6 — пирит-арсенопиритовой; 7 — галенит-сфалеритовой; 8 — кварц-сульфоантимонитовой

пересечения нарушений этого направления с аналогичными зонами северо-восточного и субмеридионального простираний, особенно широко развитых вдоль контактовой зоны, между отмеченными палеозойскими интрузивами. В этом узле развития нарушений одноактно внедрилось большое количество даек и трубообразных тел плагиигранит-порфиров с брекчиями взрыва (рис. 12). Предполагается, что в центре рудного поля находятся корневые части вулкана центрального типа.

Многие трещины по времени заложения значительно древнее оруденения, так как к одним и тем же трещинам приурочены разновозрастные дайки и рудные жилы с многостадийным оруденением. Среди разрывных нарушений, вмещающих кварц-сульфидные рудные тела, преобладают северо-восточных и северо-западных направлений, реже встречаются субширотные и субмеридиональные.

Для рудных тел Дарасунского месторождения весьма характерна большая протяженность при незначительной мощности. Характерны

также раздувы и пережимы (рис. 13), прослеживающиеся по падению более чем на 500 м. По простиранию пережимы нередко достигают нескольких десятков и даже сотен метров. Такое строение жил обусловлено преимущественным горизонтальным перемещением блоков вдоль искривленных крутопадающих трещин и лишь в некоторых случаях наличием пересекающих структурных элементов. По падению средняя мощность большинства жил не уменьшается, в некоторых случаях даже увеличивается.

В целом структурные и морфологические особенности жил позволяют считать, что оруденение будет продолжаться на большие глубины, не уменьшаясь в мощности. В связи с этим решающее значение для оценки глубины оруденения приобретают вопросы размещения продуктивных минеральных ассоциаций и золота.

Формирование рудных тел Дарасунского месторождения происходило многостадийно. Отчетливо устанавливаются следующие семь стадий минерализации: кварц-турмалиновая, кварц-пиритовая, пирит-арсенопиритовая (слабо золотоносная?), сфалерит-галенитовая, пирротин-бурнонит-халькопиритовая (основная золотоносная), кварц-сульфоантимонитовая, карбонатная. В основную золотоносную стадию золото выделялось во вторую ее подстадию — золото-теллуридо-сульфовисмутитовую. В эту подстадию отложилось большое количество весьма редких теллуридов висмута, меди, свинца, золота и серебра, сульфовисмутитов свинца, меди, а также висмутин и самородный висмут. С теллуридами и висмутсодержащими минералами золото находится в тесном сростании. Среди теллуридов установлены — тетрадимит, гессит, петцит, калаверит, нагиагит, теллуровисмутит,

хедлиит, жозеит, риккардит, вейсит, алтаит, а среди сульфовисмутитов — галеновисмутит, лиллианит, айкинит, козалит, эмплектит и др.

Отчетливо устанавливается зонально концентрическое пространственное распределение минеральных ассоциаций (см. рис. 125). В центральной

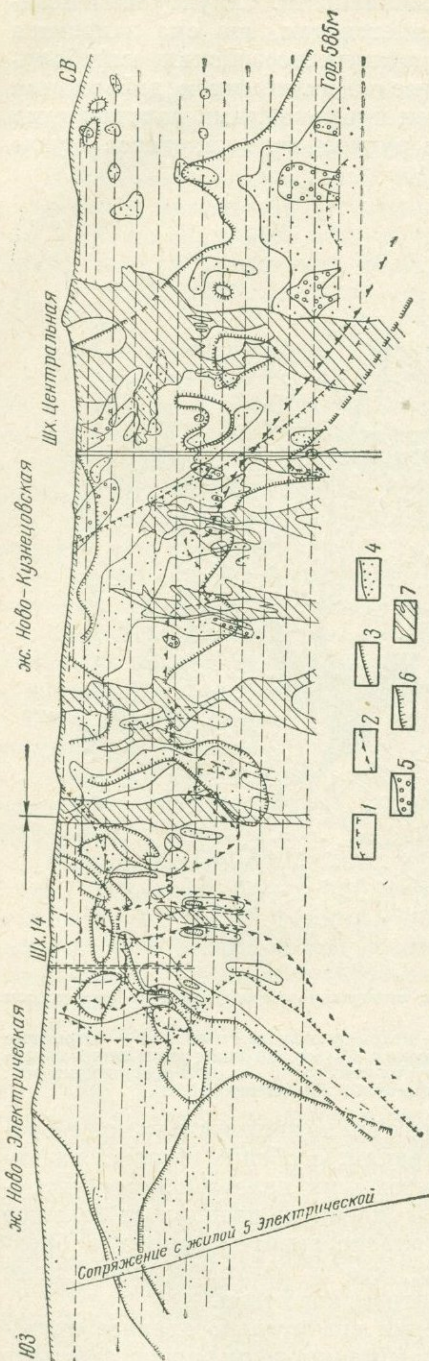


Рис. 13. Схема распространения минеральных ассоциаций по вертикали

Контуры распространения минеральных ассоциаций (штрихи конгурных линий направлены в сторону развития ассоциаций): 1 — кварц-турмалиновой; 2 — пирит-арсенопиритовой; 3 — галенит-сфалеритовой; 4 — халькопирит-тетраэдрит-бурнонитовой; 5 — кварц-сульфоантимонитовой; 6 — пирротина; 7 — пережимы рудных тел

части рудного поля в жилах и гидротермально метаморфизованных породах и брекчиях взрыва распространены ранние незолотоносные кварц-турмалиновая и кварц-пиритовая минеральные ассоциации, а также молибденит, вольфрамит, апатит. В периферических частях развита пирит-арсенопиритовая слабозолотоносная минеральная ассоциация. На нее наложены, особенно в зоне, прилегающей к ранним минеральным ассоциациям, сфалерит-галенитовая и высокозолотоносные бурнонит-халькопиритовая или пирротин-халькопиритовая минеральные ассоциации. На продуктивные ассоциации локально накладываются минералы сульфoантимонитовой стадии минерализации. Что касается карбонатной ассоциации, то она развита в жилах повсеместно, но весьма неравномерно и чаще в большом количестве встречается в местах выклинивания и пережима жил. В жилах установлено, что граница распространения минеральных комплексов погружается от центра (от трубок взрыва и тел плагиогранит-порфиров) к периферии рудного поля (см. рис. 12). Возникновение зональности на Дарасунском рудном поле обусловлено многими факторами (Тимофеевский, 1959), как и на многих других месторождениях, связанных между собой и влияющих друг на друга.

Ведущими факторами кроме чисто геологических являются, в соответствии со взглядами Д. С. Коржинского (1958) и других исследователей, изменяющиеся в пространстве температура и кислотность растворов. Эти два параметра на пути следования гидротермальных растворов изменялись, по мнению автора (Тимофеевский, 1959), в основном вследствие взаимодействия их с породами и ранее отложившимися рудами. Устанавливается, что в каждую стадию минерализации растворы во время отложения из них ранних минералов были более кислыми и горячими (судя по минеральному составу и термометрическим исследованиям минералов), а к концу каждой стадии (за редким исключением) более близкими к нейтральным или даже слабощелочным (откладывались сурьмянистые сульфосоли, карбонаты и т. д.).

В результате изменений температуры и кислотности в сторону понижения, вызывающих, как известно, увеличение концентрации компонентов в растворе, на некотором удалении от подводящего канала в каждую стадию минерализации создавались благоприятные условия для массового отложения определенных комплексов минералов, распределившихся по широким (более 1000 м) зонам вокруг центра.

Проявления вертикальной и горизонтальной зональности внутри зон развития минералов каждой стадии также имели место (смена бурнонит-халькопиритовой ассоциации пирротин-халькопиритовой, сульфoантимонитов свинца — антимонитом, сульфидов — кварцем и т. д.). Типичная зональность отложения в основном вызвана также изменением кислотности — щелочности и температуры гидротермальных растворов, а в ряде случаев — меняющимся окислительно-восстановительным потенциалом, влиянием среды и некоторыми другими факторами.

Вследствие отмеченной пространственной эндогенной зональности центральные части рудного поля менее перспективны на глубине, так как в этих местах вскрываются эрозией корневые части жил, сложенные ранними незолотоносными минеральными комплексами, а периферические — более благонадежны на глубоких горизонтах. В результате отмеченных причин глубина оруденения меняется в различных частях рудного поля.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ СКРЫТОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ОСЕТИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Рассматриваемый район Северной Осетии находится в пределах структурно-фациальной зоны поднятий Бокового хребта. В геологическом

строении района рудного пояса отмечается несколько структурных этажей. Кристаллические сланцы докембрия — нижнего палеозоя и прорывающие их граниты палеозойского возраста, образующие нижний структурный этаж, объединяются под названием кристаллического фундамента. Выходы этих пород, образующие полосу субширотного простирания, приурочены к осевой части крупной антиклинальной структуры, погружающейся к востоку. Породы верхнего (киммерийского) структурного этажа, представленные эффузивно-песчано-глинистой толщей нижней — средней юры и объединяемые обычно под названием юрского сланцевого чехла, имеют широкое распространение, с размывом ложась на кристаллический фундамент. На западе эти отложения образуют периферические северную и южную полосы, обрамляющие осевую гранитную зону. В центральной части района они, кроме того, располагаются между отдельными гранитными блоками, а восточнее р. Фиагдон развиты повсеместно. На севере района выходят известняки верхнеюрского возраста, которые с размывом перекрывают как породы фундамента, так и более ранние юрские отложения, являясь основанием третьего (альпийского) структурного этажа. Месторождения свинцово-цинкового пояса сформировались в послескладчатую стадию развития киммерийской геосинклинальной системы.

В основу определения перспективности различных областей (рудных районов) на обнаружение скрытого оруденения были положены:

1) анализ истории развития структурных этажей в киммерийском геосинклинальном цикле;

2) положение месторождений на продольной вертикальной проекции и их приуроченность к различным структурным этажам, вертикальный интервал отложения руд и глубины их формирования;

3) особенности формирования рудоносных разрывов в породах с различными физическими свойствами и на участках их сопряжения;

4) количественное соотношение минеральных ассоциаций (продуктивных и непродуктивных) различных месторождений;

5) количественные соотношения полезных компонентов в рудах и их изменение в зависимости от глубины формирования месторождений.

Как показали исследования В. Б. Черницына (1962) и автора (Константинов, 1964), благоприятным для рудоотложения был интервал в 2—3 км от доминерализационной поверхности. До этого уровня вследствие дифференцированных движений блоков фундамента в ранне-среднеюрский период выведены различные структурные этажи. Западная часть рудного пояса, испытывавшая длительное воздымание, сложена нижним (герцинским) этажом (граниты и кристаллические сланцы), центральная часть — двумя структурными этажами, а восточная часть, испытывавшая максимальное прогибание, — верхним (киммерийским) структурным этажом (эффузивы, песчаники и глинистые сланцы) (рис. 14).

В области сочленения структурных этажей, в центральной части рудного пояса, сформировались скрытые месторождения, представляющие наибольшую практическую ценность (Константинов, 1964).

Рудные тела ряда месторождений выклиниваются при переходе из гранитов в юрские толщи. Так, значительная часть рудной жилы Верхнезгидского месторождения локализуется в гранитах под покровом глинистых сланцев тоарского возраста. Рудовмещающая трещина резко выклинивается при переходе из гранитов в глинистые сланцы, примерно в 10—15-метровом интервале над кровлей гранитов. В том случае, когда над гранитами сохраняется весь разрез нижнеюрских отложений, включая эффузивный покров и домерские песчаники, затухание рудовмещающих трещин происходит более постепенно. Например, рудовмещающая трещина жилы Южной Архонского месторождения прослеживается над кровлей гранитов примерно на 100—150 м по вертикали и выше выклинивается.

Затухание рудовмещающих трещин при переходе из гранитов в породы верхнего структурного этажа и выклинивание рудных жил, заключенных в этих трещинах, обусловлено совокупным воздействием следующих факторов.

1. Основные разломы рудного поля и системы трещин в гранитах имеют древнее, раннеюрское, а возможно, и палеозойское заложение. Основные направления трещин в гранитах были заложены уже к концу кристаллизации гранитной интрузии, залечиваясь ее поздней фазой — дайками аплитов и пегматитов; в трещинах заключены также дайки андезито-дацитов, являющиеся корнями нижнеюрских лавовых покровов. Таким образом, каждый тектонический этап сопровождался подновлением трещин в гранитных массивах, в то время как в перекрывающих толщах они образовывались вновь. В результате этого проработка рудовмещающих трещин была особенно интенсивной в палеозойских гранитах.

2. В слоистых толщах юрского эффузивно-песчано-сланцевого покрова под воздействием тектонических напряжений возникают межслоевые или секущие под острым углом слоистость трещины. Так, в некоторых горных выработках Архонского месторождения отмечаются перемещения по горизонту углистых сланцев, лежащих в основании эффузивов юры, причем углистые сланцы перетерты и превратились в черную, вязкую глину. Подобные же межслоевые трещины отмечаются и на Левобережном месторождении. Эти трещины имеют здесь дорудное заложение и перемещения по ним в значительной мере определяют строение отдельных участков рудной зоны. Такие пологопадающие трещины, выполненные глиной трения, возможно, в какой-то степени подпироживали поступающие снизу рудопносные растворы.

3. В отличие от гранитов в алевролитоглинистых породах резко выражена способность к пластическим деформациям, что приводит к затуханию разрывов при переходе из гранитов в юрский покров и к смене таких разрывов зонами смятия, складками и флексурами.

В результате экспериментальных работ, проведенных различными исследователями, установлено, что в песчано-глинистых породах, хрупких при атмосферном давлении, по мере увеличения всестороннего сжатия резко увеличивается

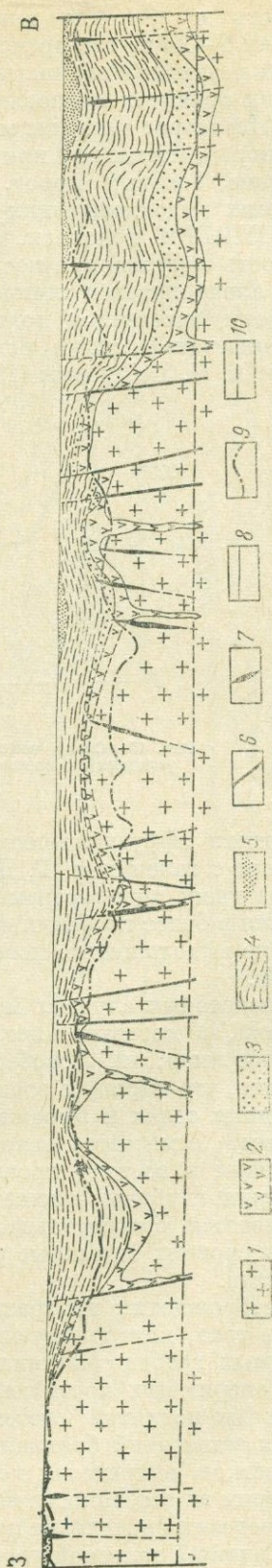


Рис. 14. Размещение месторождений Северной Осетины на продольном разрезе

1 — граниты средне-верхнепалеозойские; 2 — эффузивы нижней юры; 3 — песчаники доюрского яруса; 4 — глинистые сланцы тоарского и ааленского ярусов; 5 — аргиллиты и песчаники байосского яруса; 6 — разрывные нарушения; 7 — участки рудных концентраций; 8 — домиерализационная поверхность; 9 — современный уровень эрозионного среза; 10 — нижний уровень распространения минерализации

прочность и значение пластических деформаций. Следовательно, на глубинах 1—2 км, где происходило формирование месторождений, можно ожидать развития в глинистых сланцах складчатых форм, тогда как в нижележащих гранитах подновлялись ранее заложенные трещинные системы.

4. Некоторое значение могла иметь различная пористость рудовмещающих пород, поскольку при рудоотложении отмечается метасоматическое замещение боковых пород. Данные определения пористости 50 проб различных рудовмещающих пород, полученные в геофизической лаборатории ЦНИГРИ, показали, что пористость гранитов в 1,5 раза превышает пористость эффузивов, а последние в 2 раза превышает пористость песчаников, алевритов и глинистых сланцев.

Преимущественная концентрация оруденения в палеозойских гранитах отмечалась ранее рядом геологов, в частности Г. Д. Ажгиреем (1958) и А. П. Лебедевым (1964). Отмечая, что на площади распростра-

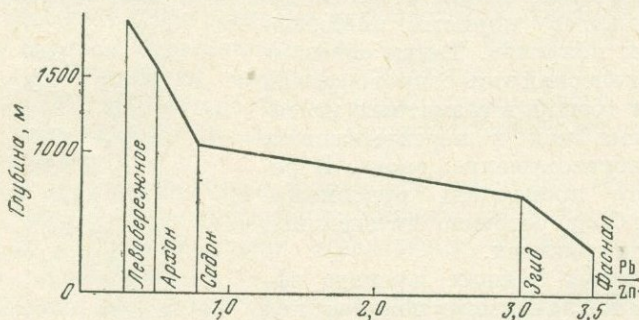


Рис. 15. Схема сопоставления глубин формирования месторождений и соотношения свинца к цинку в рудах верхних горизонтов

ния юрских эффузивно-песчано-сланцевых отложений широко развиты прожилки с галенитом. Г. Д. Ажгирей писал. «Эти прожилки являются своеобразными индикаторами, которые указывают на вероятность существования в более глубоких частях разреза, среди кристаллических пород, новых, не выходящих на поверхность полиметаллических месторождений» (стр. 74).

В некоторых случаях минерализация может проникать в домерские песчаники, в которых иногда образуются промышленные рудные тела (как, например, на Левобережном месторождении). При этом следует учитывать, что наряду с зональностью отложения, проявленной в отдельных рудных телах и выражающейся в смене с глубиной свинцовых руд цинковыми, отмечается закономерность более общего порядка: по мере погружения к востоку кровли палеозойских гранитов и соответственно увеличения глубины отложения руд от бывшей поверхности в них все увеличивается относительная роль цинка (рис. 15). Следовательно, на верхних уровнях отдельные рудные тела могут иметь существенно цинковый состав.

Месторождения центральной части рудного пояса, где проявлены скрытые тела, контролируются: крупными разрывами в краевых частях поперечных грабен-синклинальных прогибов; системами трещин скалывания, оперяющих протяженные разрывы в краевых частях горст-антиклинальных поднятий; системами трещин скалывания в местах периклинальных замыканий брахиантиклиналей. С учетом этих данных намечен ряд участков, в пределах которых можно ожидать скрытое оруденение. Рассмотрим их особенности на примере Ардонского рудного поля (рис. 16). В его пределах происходит погружение на восток и периклинальное замыкание Садоно-Унальской горст-антиклинали. В ядре структуры залегают палеозойские граниты и кристаллические сланцы, а в крыльях — вулкано-

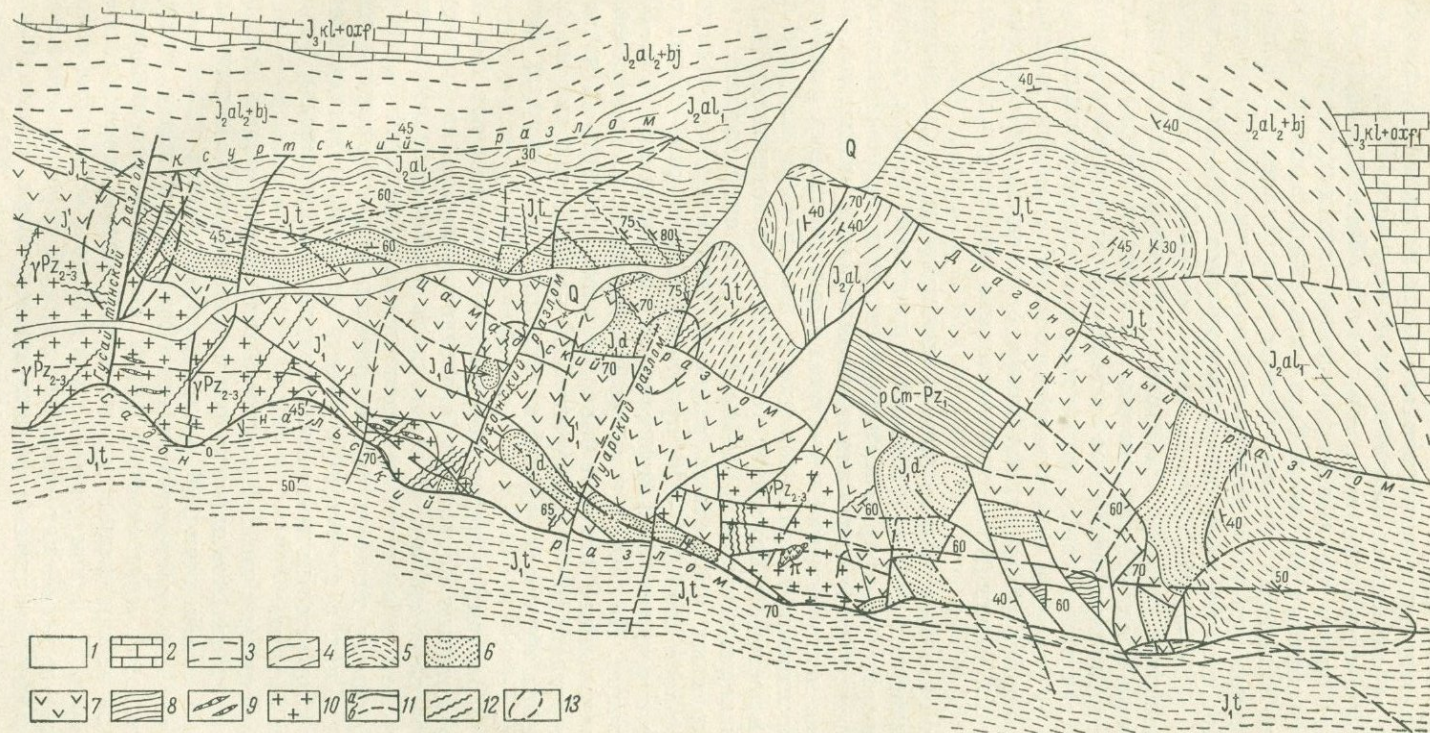


Рис. 16. Схема геологического строения Ардонекого рудного поля

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — известняки келловей-оксфорда ($J_3Cl + oxf$); 3 — аргиллиты и глинистые сланцы верхнего аалена — байоса ($J_2al_2 + bj$); 4 — глинистые сланцы нижнего аалена (J_2al_1); 5 — глинистые сланцы тоарского яруса (J_1t); 6 — домерские песчаники (J_d); 7 — эффузивы нижнеюрские (J_1^+); 8 — кристаллические сланцы докембрия — нижнего палеозоя ($pCm - Pz_1$); 9 — дайки кварцевых альбитофиров и диоритовых порфиров (π); 10 — граниты средне-верхнепалеозойские (γPz_{2-3}); 11 — разрывы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 12 — рудные жилы; 13 — обогащенные участки

генно-осадочные образования нижней юры с падением под углами 30—45°. Простираение оси Садоно-Унальской горст-антиклинали северо-западное (300—310°) с пологим погружением к юго-востоку. Ундуляция шарнира антиклинали в пределах рудного поля приводит к образованию в ее осевой части двух куполовидных горст-антиклинальных поднятий (Архонского и Холстинского), разделенных синклинальным прогибом. Различия в их ориентировке обусловлены, вероятно, тем, что они образовались в результате перемещения блоков фундамента по системе крупных доскладчатых продольных и поперечных разрывов. Среди последних наиболее крупным является Садоно-Унальский разлом. Разлом представляет собой сброс, осложняющий приосевую часть южного крыла Садоно-Унальской горст-антиклинали. Простираение разлома в целом широтное (260—265°), местами северо-западное (280—310°), падение южное (45—80°). Значительные различия в мощностях тоарских глинистых сланцев к северу и югу от разлома, отсутствие к югу от него домерских песчаников (тоарские сланцы с маломощным горизонтом песчаников залегают непосредственно на эффузивах) и ряд других признаков говорят о том, что этот разлом имеет древнее заложение. В участках северо-западных изгибов разлом минерализован, включает дайки кварцевых альбитофиров и сопровождается оперяющими трещинами скалывания, выполненными рудными и жильными минералами.

В связи с тем что рудовмещающими являются трещины северо-восточного и субмеридионального простираний, оперяющие разлом с севера, вся полоса, непосредственно примыкающая с севера к Садоно-Унальскому разлому, является перспективной для поисков скрытых рудных тел. Учитывая положение месторождений в участках периклинальных замыканий и крыльев антиклиналей второго порядка, в этой полосе наиболее перспективен район восточнее Холстинского поперечного поднятия до р. Фигадон, где происходит замыкание Садоно-Унальской антиклинали.

К числу крупных поперечных разрывов относится Гусайтинский; имеющий северо-восточное (30—40°) простирание. В южной части, там, где он проходит в гранитах, разлом фиксируется в виде мощной (20—30 м) зоны милонитизации. На севере, в левом борту долины р. Ардон, разлом перекрыт делювиальными отложениями, но здесь по нему отмечается значительное вертикальное перемещение (300—500 м), так как на один уровень приведены эффузивы плинсбахского яруса с тоарскими глинистыми сланцами.

С востока к разлому причленяется ряд северо-восточных (40—50°) нарушений, по которым происходит ступенчатое опускание домерских песчаников и тоарских сланцев. В целом вдоль разлома образован узкий клиновидный грабен, в значительной степени напоминающий Садонскую структуру. К разлому тяготеет ряд кварцевых жил с вкрапленностью галенита, залегающих в гранитах (к западу от него) и зон дробления с кварц-хлорит-кальцитовым цементом и мелкой вкрапленностью пирита, галенита, халькопирита.

Представляет интерес также Архонский поперечный разлом, имеющий в целом близмеридиональное простирание и в значительной степени перекрытый рыхлыми отложениями. В южной части он фиксируется в месте замыкания Архонской горст-антиклинали. Здесь по разлому, представленному 10-метровой крутостоящей зоной смятия и рассланцевания, обрывается линза песчано-глинистых отложений домера, перекрывающих эффузивный покров. На одном уровне с ними к востоку от разлома имеется небольшой выход палеозойских гранитов, который перекрывается эффузивами с 2-метровым базальным горизонтом в основании. Таким образом, амплитуда перемещения по разлому составляет около 200 м. Далее на север разлом прослеживается у развалин с. Цирх, где вдоль него следует дайка белых альбитофиров с крупными кубическими вкраплениями пирита, а еще севернее он хорошо прослеживается в русле оврага, где

представлен 20-метровой полосой перемятых плотных альбитофиров, разбитых густой сетью кварцевых жилок.

На его продолжении, в левом борту р. Ардон, в домерских песчаниках, выходит 10-метровая крутопадающая на запад зона рассланцевания, обохренности и окварцевания, сопровождающаяся с висячего бока густой сетью кварц-хлорит-кальцитовых жилок.

Разлом, особенно в его южной и отчасти центральной частях, ограничивает с востока поперечную грабен-синклиналиную структуру, к которой тяготеет большое количество кварцевых жил; часть из них содержит довольно обильную гнездово-вкрапленную и прожилковую галенит-сфалерит-халькопиритовую минерализацию (рудопроявление Цирх). Этот участок также является перспективным для поисков скрытого оруденения.

В пределах фланговых частей и глубоких горизонтов рудных жил выделяются обогащенные участки, составляющие основную практическую ценность месторождений. Их образование обусловлено рядом факторов или их сочетанием: а) близостью рудоконтролирующего разлома; б) развитием благоприятных для замещения литологических разностей пород либо предрудных минеральных ассоциаций; в) элементами внутрирудной тектоники; г) наличием экранирующих толщ верхнего структурного этажа. Так, например, на глубоких горизонтах Верхнезгидской рудной зоны резко обогащена ее центральная часть. В предрудную стадию минерализации здесь отложилось большое количество карбонатов (в основном мангансидерита и кальцита), которые в дальнейшем оказались благоприятной «средой» для замещения рудоносными растворами.

На верхних горизонтах Згидского месторождения богатые рудные скопления сосредоточены под экраном глинистых сланцев.

Богатые руды Новой зоны Садонского месторождения, по данным Э. Л. Кобленца, сосредоточены в местах пересечения рудоносным разрывом горизонта нижнеюрских базальных конгломератов, что объясняется резко повышенной пористостью этих пород.

На месторождениях Архон и Холст отчетливо проявилась рудоконтролирующая роль Садоно-Унальского разлома: оперяющие его трещины скальвания включают вблизи разлома наиболее мощные рудные тела с высокими содержаниями полезных компонентов.

Установление факторов локализации скрытого оруденения, проведенное для структур различного масштаба, позволяет наметить поисковые критерии трех групп: регионально-поисковые (на выявление новых рудных районов типа Садонского); локально-поисковые (на обнаружение новых скрытых месторождений и рудных тел); поисково-разведочные (на обнаружение рудных столбов в пределах скрытых месторождений).

Первоочередными по перспективности следует считать области совмещения структурных этажей на благоприятном для рудоотложения вертикальном интервале при наличии крупных рудоконтролирующих разломов. К ним можно отнести, в частности, области к западу от Згидского свинцово-цинкового месторождения и западного погружения Кионского поднятия, где породы кристаллического фундамента скрыты под эффузивами плинсбахского яруса. В пределах таких районов выделение перспективных участков проводится на основе структурных, литологических и минералогических факторов локализации оруденения, рассмотренных выше.

ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНАЯ КАРТА АЛТЫНТОПКАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Алтынтопканский рудный район свинцово-цинковых месторождений расположен в Кураминской зоне Южного Тянь-Шаня, на северных склонах Кураминского хребта, на территории Таджикской и Узбекской союз-

ных республик. Он имеет площадь немногим более 200 км² при длине по простиранию до 30 км и средней ширине 6—7 км. Геологическими границами района служат крупные разломы: на севере Баштавакский, на юге Железный (рис. 17). Разломы пересекаются на восточном фланге, ограничивая, таким образом, крупный тектонический блок клинообразной формы. По структурным особенностям и условиям размещения оруденения район относится к типу сложных (Шехтман, Акбаров, Королев, 1964).

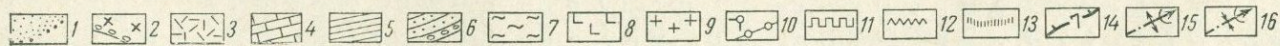
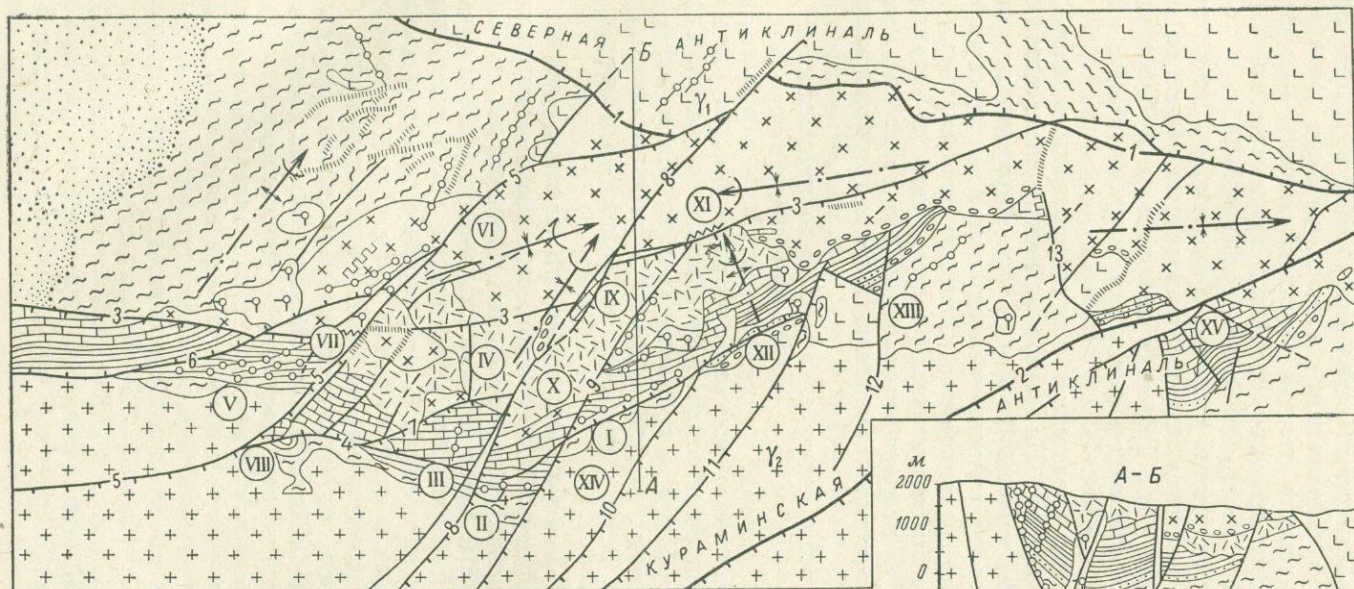
В разведке и изучении района, проводимых на протяжении 30 лет, принимали участие А. В. Королев, И. В. Дюгаев, А. М. Даминова, Э. А. Королева, Е. Д. Карпова, В. А. Терентьев, К. Б. Шулятников; Н. В. Нечелюстов, П. А. Шехтман, Д. С. Коржинский, В. А. Жариков, В. А. Королев, Н. Н. Королева, В. А. Воронич, В. К. Мельниченко, М. Р. Еникеев и многие другие.

Систематическое изучение геологического строения района было начато В. А. Терентьевым. В 1942 г. им составлена первая детальная геологическая карта Приконтактной зоны, контролирующей большую часть свинцово-цинкового оруденения. Оценки перспектив отдельных месторождений производились неоднократно, но прогнозные карты района стали составляться только с 1952 г. В 1952—1954 гг. В. А. Королевым существовавшая геологическая карта была откорректирована и расширена на всю площадь района. Она послужила основой для прогнозной карты.

В геологическом строении района принимают участие преимущественно породы палеозоя, образующие один структурный этаж. Стратиграфический разрез следующий (снизу вверх):

		Мощность, м
Ордовик — нижний силур	Песчаники, филлитовидные сланцы с прослоями полимиктовых песчаников, алевролитовые сланцы	Более 2500
Несогласие Нижний девон	Эффузивы кислого и частично среднего состава, туфы	Сохранившаяся до 150
Несогласие Средний девон	Конгломераты, аркозовые песчаники, песчанистые известняки, доломиты	200—250
Верхний девон Нижний карбон	Слоистые известняки и доломиты Массивные известняки	До 400 До 1000
Несогласие Средний карбон — верхний карбон	Туфы, туфолавы, порфириты андезитового и андезито-дацитового состава	До 800
Несогласие Верхний карбон	Туфоконгломераты, песчаники, туфопесчаники, липаритовые и кварцевые порфиры, дацитовые и андезито-дацитовые порфиры	До 1400
Несогласие Мел—палеоген	Песчаники, пестроцветы, ракушничковые известняки	До 150
Несогласие Четвертичные отложения	Лёссы, аллювий, пролювий и пр.	До 100

Таким образом, в разрезе палеозойского структурного этажа выделяется пять структурно-литологических ярусов, существенно различающихся между собой по свойствам слагающих их пород. Первый ярус образует залегающая в основании слоистая пластичная, химически слабо активная (по отношению к гидротермальному процессу) песчано-сланцевая



Разломы: 1 — Баштавакский, 2 — Железный, 3 — Касканасайский, 4 — Приконтактовая зона, 5 — Курбанкульский, 6 — Баритовый, 7 — Рельефный, 8 — Чалатинский, 9 — Алтынтопканский, 10 — Андабайский, 11 — Ташгезейский, 12 — Сардобский, 13 — Арабулакский. Месторождения: I — Алтынтопкан, II — Чалата, III — Кичик-Чалата, IV — Мышиккол, V — Ташбулак, VI — Перевальное, VII — Чаплы, VIII — Аткулак, IX — Пайбулак, X — Учкотлы, XI — Каскана, XII — Ташгезе, XIII — Сардоб, XIV — Учкотлы-Мискан, XV — Акташкан

Рис. 17. Схема геологического строения Алтынтопканского рудного района. Составил В. А. Королев
 1 — четвертичные и мел-палеогеновые отложения; 2 — вулканогенные отложения верхнего карбона; 3 — вулканогенно-эффузивные отложения среднего — верхнего карбона; 4 — карбонатные отложения нижнего карбона; 5 — карбонатные отложения верхнего девона; 6 — карбонатно-терригенные отложения среднего девона; 7 — терригенные отложения ордовика — нижнего силура; 8 — граниты предживетского возраста; 9 — гранодиориты (кураминские) среднекарбонного возраста (γ); 10 — интрузивные дайки верхнепалеозойского возраста. Минеральные жилы: 11 — баритовые; 12 — флюоритовые; 13 — кварцевые. 14 — разломы. Оси складок: 15 — антиклинальных; 16 — синклиальных

толща нижнего палеозоя. Второй ярус представлен слоистой, химически весьма активной карбонатной толщей среднего — верхнего девона, в которой горизонты известняков часто переслаиваются с доломитами. Третий ярус сложен массивными чистыми, химически активными известняками нижнего карбона. К четвертому и пятому ярусам относятся соответственно толщи андезитовых порфиритов среднего и дацитовых порфиров верхнего карбона. Породы первой из них отличаются высокой механической прочностью, вязкостью, низкой проницаемостью, а второй — большей проницаемостью и хрупкостью.

Характерными особенностями разреза карбонатной толщи являются увеличение мощностей в направлении с востока на запад почти в 2 раза и упрощение литологического состава вверх по разрезу — от слоистых песчано-известняково-доломитовых в среднем и верхнем девоне до чистых массивных известняков нижнего карбона (Королев, 1962).

Весь осадочно-вулканогенный комплекс пород имеет близкое к широтному северо-восточное простирание с преобладающим падением на север и северо-запад. Средние углы падения уменьшаются в более молодых толщах: от $60-65^\circ$ в известняках и доломитах среднего девона до $10-15^\circ$ в эффузивах верхнего палеозоя.

Интрузивные породы представлены многочисленными возрастными и петрографическими типами. На севере района располагается массив гранитов доживетского возраста. На юге, в ядре Кураминского антиклинория, размещаются ранневарисские гранодиориты со своей серией жильных дериватов. Контакт гранодиоритов с вмещающими сланцами и известняками осложнен многократными тектоническими движениями и представляет сложную тектоническую зону. Она носит название Приконтактной и является основной рудовмещающей и рудоконтролирующей структурой.

Массивы гранитоидных пород образуют самостоятельный — шестой структурный ярус.

На всей площади района, но преимущественно в зонах крупных разломов, размещаются многочисленные и разнообразные по составу жильные интрузивные породы верхнепалеозойского возраста. Состав их меняется от сиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров в более ранних образованиях до кварцевых порфиров, лампрофиров и различных порфиритов в более поздних. Всего выделяется до 40 петрографических разновидностей пород.

Строение площади определяется взаимоотношением крупных складчатых и разрывных структур. На юге и на севере располагаются крупные антиклинальные поднятия, соответственно Кураминская и Северная антиклинали, центральные части которых сложены массивами гранитоидных пород. Между антиклиналями размещается узкий синклиальный прогиб, замыкающийся на востоке. В этом прогибе сохранился наиболее полный разрез осадочных и вулканогенных толщ. Складчатые структуры имеют широтное и близкое к нему северо-восточное направление.

Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями (см. рис. 17 и 20). Выделяются четыре направления их простираний — северо-восточное, восток-северо-восточное, меридиональное и юго-восточное. Падение разломов первых трех направлений преобладающее крутое ($80-85^\circ$) на юго-восток и восток; исключение составляет Приконтактная зона, падающая на северо-запад под углом от 75 до 85° . Юго-восточное направление имеет один Баштавакский разлом, падающий на север-северо-восток под углом $60-75^\circ$. Геологическое строение и морфология подавляющего большинства разломов весьма сложные.

Баштавакский и Железный разломы (последний относится к группе восток-северо-восточных с падением на юго-восток под углом $85-87^\circ$) образуют крупный тектонический блок клинообразной формы, расширяющийся в западном направлении и на глубине. Взаимными пересечениями

разломов остальных направлений этот клин разбит на обособленные тектонические блоки, в пределах которых и размещаются месторождения и рудные поля района.

Послемагматический процесс протекал стадийно и характеризуется широким развитием как гидротермально-пневматолитовой (безводные и гидроксильные силикаты и ранние окислы), так и гидротермальной минерализацией (сульфиды, сульфаты, карбонаты, поздние окислы). Отчетливо выделяется 12 стадий.

Широко распространены известковые скарны пироксенового, гранатового и смешанного состава, образовавшиеся в течение гидротермально-пневматолитового этапа. Скарнами сложено подавляющее большинство рудных тел. Наиболее благоприятными для размещения оруденения оказываются пироксен-гранатовые.

В контролирующих структурах скарны в подавляющем большинстве случаев размещаются на гранях более крутого падения. Это свидетельствует о том, что их локализация происходила в условиях сбросовых смещений по этим поверхностям (главным образом контакты даек) и указывает на преобладающую в момент формирования скарнов обстановку тектонического растяжения. Все послемагматические проявления локализируются либо непосредственно в разрывных нарушениях, либо в зонах их влияния.

Характерной особенностью гидротермального процесса является многостадийное отложение руд. Каждой стадии соответствует свой парагенетический комплекс минералов. Их сочетание образует различные парагенетические ассоциации. Важной особенностью процесса является преобладание на ранних стадиях минералообразования метасоматического замещения над заполнением. Основная (свинцово-цинковая) минерализация образована в течение трех стадий. Подавляющая масса руд сложена преимущественно первым полиметаллическим комплексом. Кроме свинцово-цинковой минерализации широко распространена также флюоритовая и в меньшей мере магнетитовая. И та и другая образуют самостоятельные рудные тела.

Свинцово-цинковая минерализация проявляется во всех ярусах, однако большая ее часть (до 81%, по данным В. А. Воронича, 1959) сосредоточена в известняках среднего и верхнего девона.

По структурно-морфологическим особенностям в месторождениях района выделено (Королев, 1964) двенадцать морфогенетических типов рудных тел. В соответствии с классификацией А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965) они объединяются в четыре группы — согласные, секущие, контактовые и сложные. Наибольшее относительное значение имеют тела в секущих контактах даек гранодиорит-порфиров с известняками среднего и верхнего девона (табл. 20). Заметную роль играют также секущие тела в сопряжениях и разветвлениях трещин, оперяющих крупные разломы в интрузивных породах, и в согласных контактах интрузивов.

Основу прогнозной карты составили следующие материалы: детальная геологическая карта, сопровождающаяся стратиграфической колонкой и глубокими геологическими разрезами; две структурные карты — одна в изогипсах кровли карбонатной толщи среднего — верхнего девона (основной рудовмещающий ярус), другая в изогипсах подошвы вулканогенной толщи верхнего палеозоя; тектоническая карта, отражающая морфогенетические особенности поверхностей разрывных нарушений, ограничивающих отдельные тектонические блоки, историю их развития и перемещений по ним; карта гипогенной минерализации (на структурно-тектонической основе). Целью каждой карты было отразить распределение в рудном поле соответствующих видов факторов, контролирующих размещение оруденения. Фрагменты некоторых из перечисленных карт приведены на рис. 18—20.

Распределение запасов руды по типам рудных тел

Группы и типы рудных тел	Относительное значение запасов в %
Согласные	
Избирательного замещения	
Рудные залежи метасоматического замещения благоприятных горизонтов	Менее 0,1
Тела в оперяющих трещинах отрыва, согласных с напластованием пород	0,1
Межформационные рудные залежи в туфоконгломератах в основании эффузивных толщ	3,5
В отслоениях деформированных пластов	0,2
Секущие	
В трещинах нормального приоткрывания	Менее 0,1
В искривлениях трещин скальвания	Менее 0,1
В системах субпараллельных трещин и разломов	Менее 0,1
В сопряжениях и разветвлениях трещин	5
В пересечениях трещин	1,5
В тектонических пакетах известняков	1,0
Контактные	
В согласных контактах интрузивов	12
В секущих контактах крупных интрузивов	1,5
В секущих дайках и их контактах	71
Сложные	3,8

При составлении прогнозной карты использованы принципы количественного прогнозирования, разработанные А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1965) и развиваемые отдельными коллективами геологов Средней Азии, Урала, Кавказа и Украины. Автором совместно с Н. А. Никифоровым (Никифоров, Королев, 1954) эти принципы применялись ранее на рудных полях согласного типа.

Разломами различных направлений площадь рудного поля разбивается на отдельные тектонические блоки, характеризующиеся индивидуальными особенностями геологического строения, планом деформаций и преобладающими условиями размещения оруденения. Такие блоки получили название однородных. Всего их в районе выделено 27.

По элементам внутреннего строения в каждом блоке обособляется ряд структурных позиций относительно складчатых форм и разрывных нарушений. На структурной карте (см. рис. 18) эти позиции имеют свою порядковую нумерацию в каждом блоке. Позиции выкраивают в пределах блока довольно крупные площади. Например, полоса висячего бока вдоль разлома, ограничивающего блок. Такая позиция, однородная по положению и геологическому строению, неоднородна по тектоническому состоянию и характеру деформаций пород. Последние во многом зависят от морфологических особенностей разлома и направления перемещений по нему. В связи с этим оказалось необходимым позицию разделить на ряд участков, однородных по тектоническому состоянию и виду тектонических деформаций. Эти участки выделялись только на поверхностях разломов, ограничивающих тектонические блоки. Оконтуривание их производилось на вертикальных изоморфических проекциях, методика составления которых

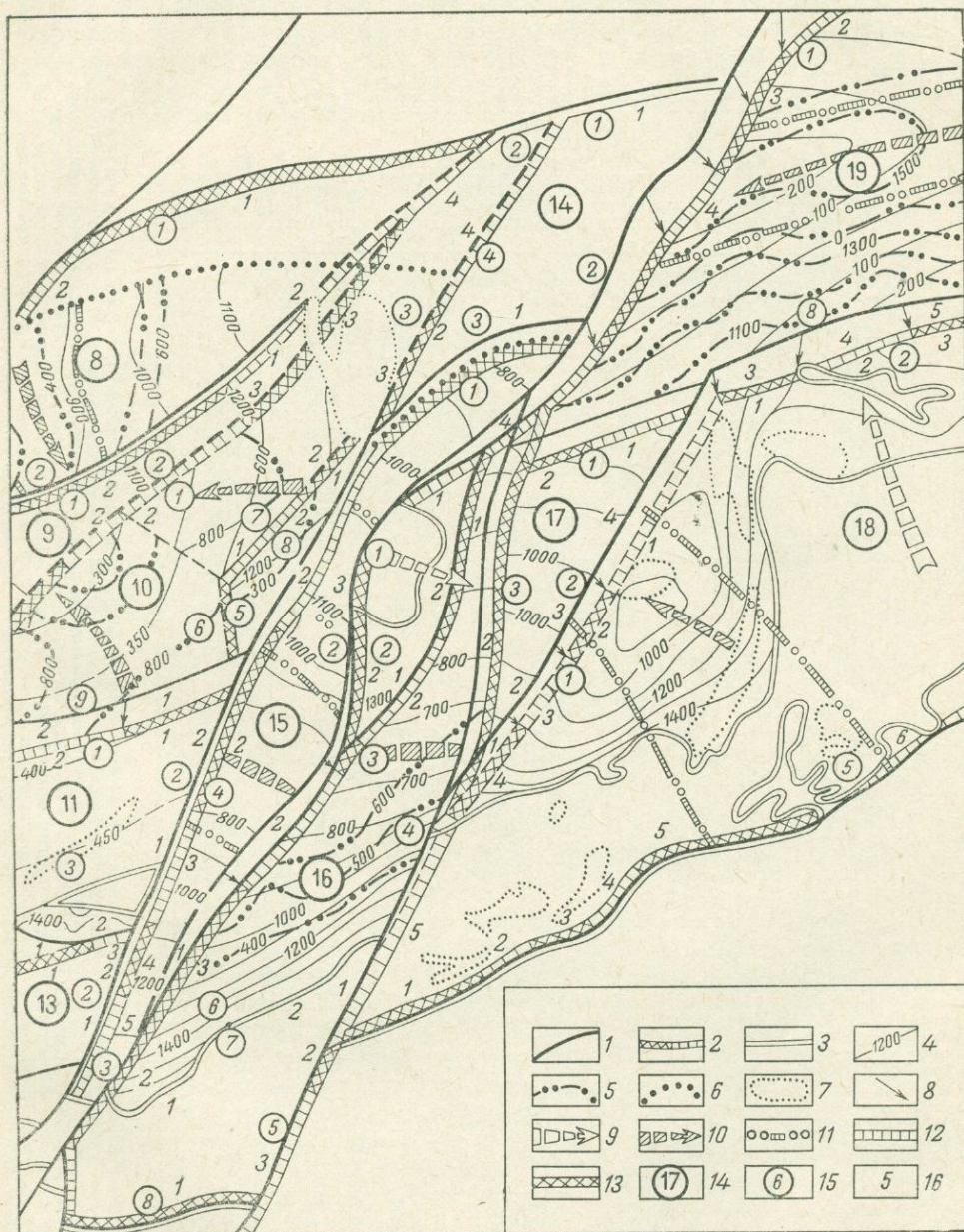


Рис. 18. Структурная карта Алтынтонканского рудного района (фрагмент) в изогипсах подошвы эффузивной толщи верхнего палеозоя

1 — линии выхода разломов на дневную поверхность; 2 — линия выхода разломов на поверхность карбонатной толщи, перекрытой эффузивами; 3 — контур выхода карбонатной толщи на дневную поверхность; 4 — изогипсы поверхности карбонатной толщи; 5 — изоглубины залегания поверхности карбонатной толщи; 6 — граница распространения известняков под эффузивами; 7 — контуры выходов верхнепалеозойских интрузивных тел; 8 — проекция ребер граней, а также линий пересечения и сопряжения разломов; 9 — оси антиклинальных складок; 10 — оси синклинальных складок; 11 — границы структурных элементов складок; 12 — нагруженные грани разломов; 13 — разгруженные грани разломов; 14 — номера однородных тектонических блоков; 15 — номера однородных геологических позиций в блоках; 16 — номера однородных участков

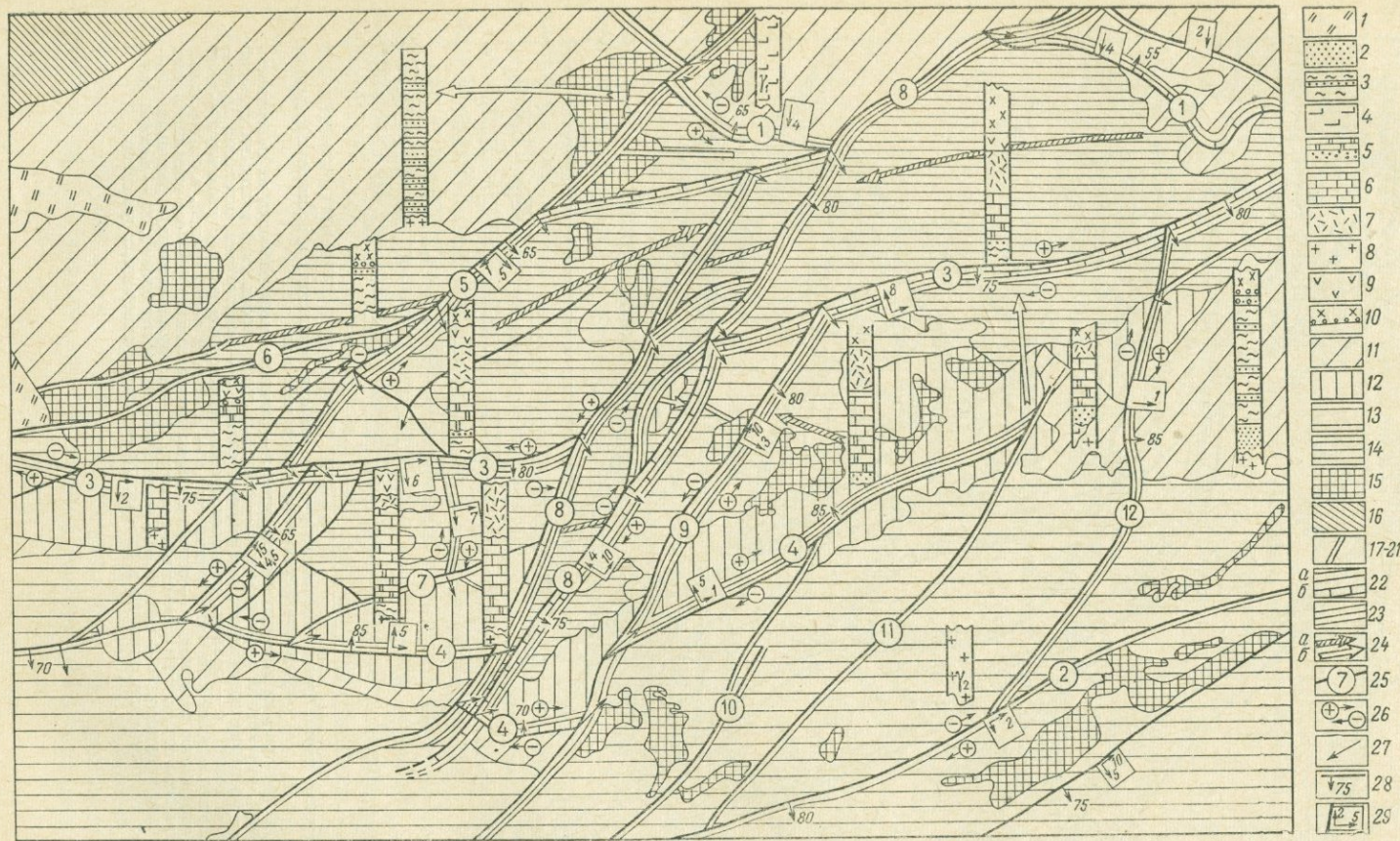


Рис. 19. Тектоническая карта Алтынтюпканского рудного района (фрагмент)

Формации пород: 1 — четвертичные отложения; 2 — 3 — отложения ордовика — нижнего силура: 2 — песчаники, 3 — филлитовые и алевролитовые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников; 4 — граниты доживетского возраста (γ_1); 5 — терригенные и карбонатные отложения среднего и верхнего девона; 6 — карбонатные отложения нижнего карбона; 7 — вулканогенно-эффузивные отложения среднего — верхнего карбона; 8 — гранодиориты кураминские (γ_2). Вулканогенные отложения верхнего карбона: 9 — туфо-конгломераты, песчаники, туфопесчаники, кварцевые и липаритовые порфиры; 10 — дацитовые порфиры. Структурно-литологические ярусы: 11 — нижнепалеозойский (осадочные и магматические комплексы пород); 12 — среднепалеозойский (комплекс преимущественно карбонатных пород); 13 — предакчинский (магматический комплекс); 14 — актинский (вул-

каногенный комплекс); 15 — верхнепалеозойский (интрузивный комплекс); 16 — мезо-кайнозойский (осадочный комплекс). Этапы движений (в оригинале обозначаются цветовой раскраской): 17 — доминбулакские; 18 — предакчинские; 19 — послепакчинские; 20 — внутрирудные; 21 — альпийские (послерудные). Смесения по разрывным нарушениям: 22 — проявленные в современном эрозионном срезе (a) и перекрытые последующими осадочными или вулканогенными образованиями (b); 23 — порядки разрывных нарушений: изображаются шириной полосы (более широкая полоса соответствует более высокому порядку нарушения). Структурные элементы: 24 — оси синклиналей (a) и антиклиналей (b); 25 — линии выхода разломов в современном эрозионном срезе и их номера (см. рис. 17); 26 — направления относительных перемещений во время гидротермального этапа; 27 — проекции линий пересечений и сопряженных разломов; 28 — элементы залегания разломов; 29 — амплитуды вертикальных и горизонтальных составляющих результирующего перемещения (до гидротермального минералообразования) в сотнях метров

разработана П. А. Шехтманом (Королев, Шехтман, 1965). Границами однородных участков служат ребра граней с выдержанными элементами залегания и линии контактов пород, примыкающих к поверхности разлома (рис. 21). Поскольку однородные участки в подавляющем большинстве располагаются на некоторой глубине и недоступны непосредственному изучению, то естественно достоверность прогнозных

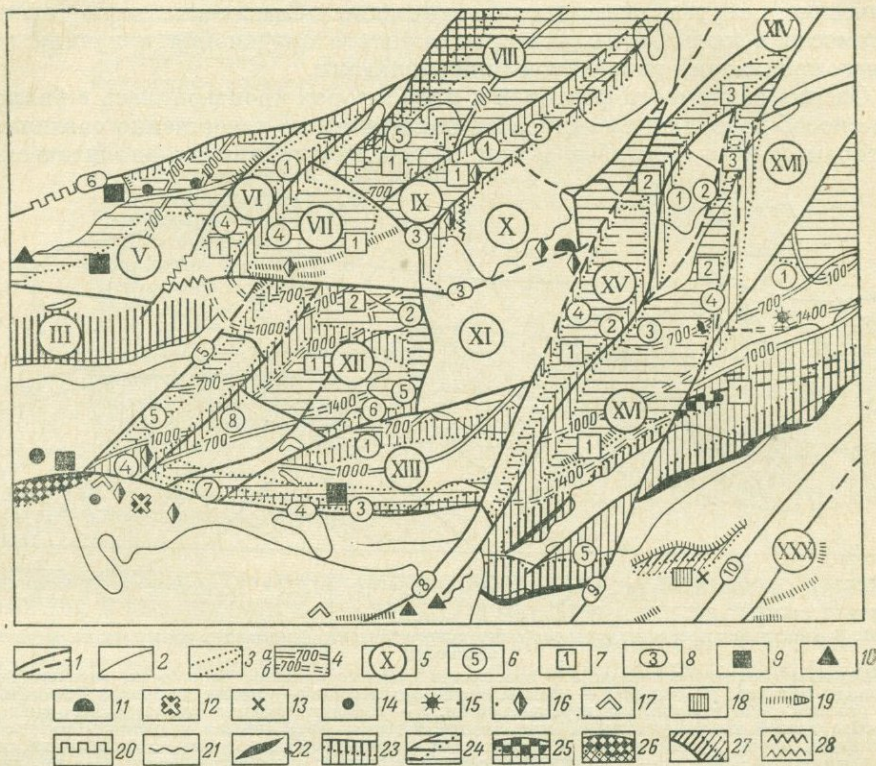


Рис. 20. Прогнозная карта (фрагмент) Алтынтупканского рудного района

Структурно-тектоническая основа: 1 — линии выхода разломов на поверхность; 2 — контуры пород; 3 — контуры перспективных площадей; 4 — изогипсы основных штольневых горизонтов: а — в подошве эффузивной толщи, б — на поверхности карбонатной толщи верхнего девона; 5 — номера однородных тектонических блоков; 6 — номера однородных позиций по отношению к разломам; 7 — номера однородных позиций в складчатой структуре; 8 — номера разломов (см. рис. 17). Рудные проявления: 9 — магнетитовые; 10 — вольфрамовые; 11 — молибденовые; 12 — медно-висмутовые; 13 — медные; 14 — полиметаллические; 15 — золотые; 16 — боросиликатные; 17 — флюоритовые; 18 — кварца; 19 — кварцевые жилы; 20 — баритовые жилы; 21 — карбонатные жилы; 22 — выходы рудных тел на поверхность. Типы прогнозируемого оруденения и рудных тел: 23 — скарново-полиметаллические контактовые секущие; 24 — скарново-полиметаллические согласные; 25 — скарново-магнетитовые секущие; 26 — скарново-магнетитовые согласные; 27 — полиметаллические; 28 — кварц-флюоритовые. Жирной штриховкой показаны (в горизонтальной проекции) контуры разведанного оруденения, тонкой — прогнозируемого

построений с глубиной снижается. Оценка индикаторов для таких участков определялась по данным поверхности и экстраполировалась. Площади каждого участка подсчитывались палеткой. Нумерация однородных участков самостоятельная в каждой позиции (см. рис. 18). Всего в пределах района выделены 41 однородная позиция и 1056 участков.

На структурных картах изогипсами помимо нужных поверхностей выделены площади различной горнотехнической доступности. По условиям рельефа вскрытие рудных полей и месторождений района до отметки 700 м возможно штольневыми выработками. Поэтому перспективные запасы подсчитывались по четырем гипсометрическим интервалам: выше 1400 м, от 1400 до 1000 м, от 1000 до 700 м и глубже 700 м.

Важнейшим моментом прогнозирования является количественная оценка степени благоприятности для рудоотложения факторов, контролирующих размещение оруденения. По существу факторами служат все геологические образования, доступные нашему наблюдению (Королев, Шехтман, 1965). Перечень факторов, учтенных в Алтынтюпканском рудном районе и получивших сравнительную оценку благоприятности, приводится в табл. 21—24. Выделены три ведущие их группы: петрографо-литологические, структурные и тектонические. Самостоятельную оценку значимости в качестве индикаторов скрытого оруденения получили различные проявления гипогенной минерализации.

Оценка значимости факторов и индикаторов производилась в баллах. Этот способ позволяет суммировать показатели по качественно различным факторам и весьма удобен в том случае, когда химико-аналитический

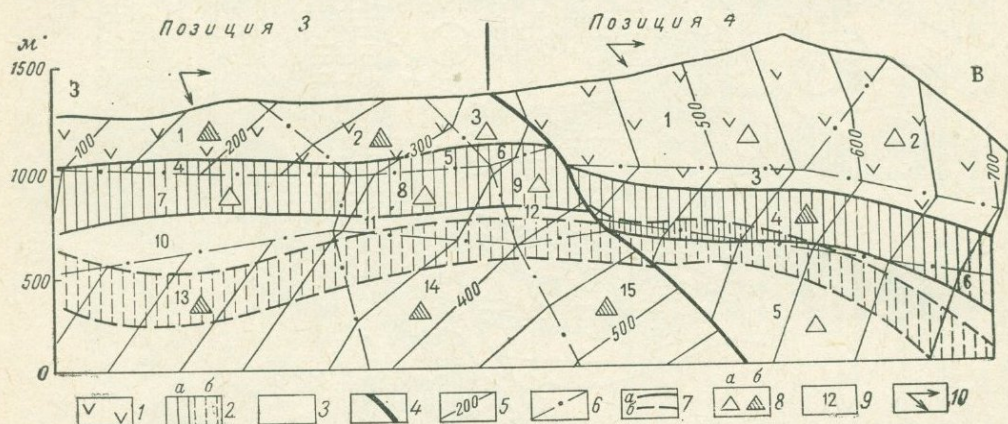


Рис. 21. Вертикальная проекция рудоконтролирующего разлома (фрагмент) в изолиниях на широтную плоскость

1 — эффузивы верхнего палеозоя; 2 — известняки среднего палеозоя со стороны висячего (а) и со стороны лежащего (б) боков; 3 — сланцы нижнего палеозоя; 4 — линии сопряжения проектируемого разлома с оперяющими или пересекающимися; 5 — изолинии поверхности изучаемого разлома; 6 — ребра граней между участками поверхности разлома с различными элементами залегания; 7 — контуры пород, примыкающих к поверхности проектируемого разлома со стороны висячего (а) и лежащего (б) боков; 8 — тектоническое состояние границ: а — разгруженное, б — нагруженное; 9 — номера однородных участков; 10 — направление относительного смещения висячего бока

(или иной оценочный) материал распределяется неравномерно. Методика оценки факторов менялась в зависимости от их качественного содержания. Раздельно оценивались осадочные, магматические породы и их сочетания.

Для оценки степени благоприятности пород различного состава (литолого-петрографический фактор) производились выборки содержания по свинцу и цинку с последующим определением степени рудоносности и выводом средних содержаний. Степень рудоносности определялась как отношение суммарной длины рудных интервалов к суммарной длине всех опробованных интервалов по данной породе, выраженное в процентах. Показатель степени благоприятности вычислен как произведение среднего содержания (по сумме свинца и цинка) на степень рудоносности. Полученные показатели округлены и приведены к пятибалльной шкале (табл. 21).

Интенсивность оруденения зависит не только от вмещающих пород, но и от их сочетаний. Так, наиболее благоприятными оказываются контакты известняков верхнего девона с прорывающими их дайками гранодиорит-порфиров. Степень благоприятности различных сочетаний пород определялась как сумма оценочных баллов отдельных пород. Помимо первичных пород тем же способом самостоятельно оценивались породы вторичного, гидротермального, генезиса.

Структурные факторы оценивались по структурной позиции, по типам деформаций и по рудоконтролирующим разломам. Степень благоприят-

Оценка благоприятности литологических факторов в баллах

Типы пород	Оценка
Осадочные	
Сланцы нижнего палеозоя	1
Конгломераты и песчаники среднего девона	3
Известняки среднего и верхнего девона	5
Доломиты среднего и верхнего девона	4
Известняки нижнего карбона	4
Магматогенные	
Андезитовые порфиры	1
Дацитовые порфиры и их туфы	2
Гранодиориты и граниты	4
Гранодиорит-порфиры	5
Гранит-порфиры	3
Кварцевые порфиры	1
Диабазовые порфиры	1
Лампрофиры	4
Вторичные	
Гранатовые скарны	3
Пироксеновые скарны	4
Пироксен-гранатовые скарны	5
Эпидозиты	4
Серицитовые породы	2
Хлоритовые породы	3
Окварцованные породы	2

ности элементов складчатой структуры определялась средними размерами рудных тел и количеством заключенных в них запасов, отнесенных к единице площади данного элемента. По полученным значениям рудоносности все элементы были объединены в шесть групп. Порядковые номера последних принимались в качестве оценочного балла. Группа с наиболее высокими показателями рудоносности оценена, таким образом, баллом 5, с наименьшим — нуль (табл. 22).

Из элементов разрывной тектоники оценивались зоны влияния разломов, создающих блоковую структуру района. Проведенное предварительно детальное картирование разломов позволило дать им индивидуальную оценку благоприятности по линейным коэффициентам рудоносности. При этом учитывался ряд общегеологических соображений о масштабах разломов, глубинах их заложения и истории развития. Эти оценки до некоторой степени являются эмпирическими, но тем не менее они достаточно точно отражают фактическую их рудоносность.

В числе структурных факторов оценивались также проявления различного рода деформаций пород, наложенных на существовавшие структурные формы и обусловленных частными планами деформаций в отдельных тектонических блоках. К сожалению, исходный материал, необходимый для объективной оценки этого фактора, весьма несистематичен, и поэтому достоверность полученных оценок ниже, чем у остальных факторов. Оценка производилась путем группировки по этим факторам в одних случаях данных по конкретным рудным телам (главным образом для деформаций, связанных с развитием мелких складок), в других случаях разрозненных данных опробования и минералого-геохимического картирования зон разломов.

Под тектоническим фактором понималось тектоническое состояние отдельных структурно-геологических позиций в момент минералообразования. В зависимости от направления перемещения вдоль рудоконтролирующих поверхностей отдельные их участки, отличающиеся элементами

Оценка благоприятности структурных факторов в баллах

Факторы	Оценка
Структурные позиции по отношению к крупным складчатым формам	
Осевая часть антиклинали	2
Северное крыло антиклинали	5
Осевая часть синклинали	4
Северное крыло синклинали	0
Осевая часть поперечных поднятий	1
Поперечные прогибы	3
Структурные позиции по отношению к крупным разломам	
Непосредственно в зонах разлома	5
Висячие бока разломов	4
Лежачие бока разломов	2
Вне зоны влияния разломов	0
Разломы	
Приконтактная зона, восточная часть	5
Приконтактная зона, западная часть	4
Касканасайский	1
Железный	1
Ташбулакский	2
Курбанкульский	4
Чалатинский	4
Алтынопганский	3
Сардобский	4
Арабулакский	3
Баштавакский	1
Прочие	2
Деформации, связанные с развитием складок	
Отслоения в слоистых породах в лежащем или висячем боку разлома	3
Отслоения в слоистых породах в связи с флексурными изгибами на крыльях антиклинали	4
Отслоения в сводах мелких блокированных антиклинальных складок	5
Отслоения вдоль контактов пород с различными механическими свойствами (оценивается только сочетание известняков с перекрывающими их эффузивами)	
при совместном антиклинальном изгибе	0
при совместном синклинальном изгибе	4
Деформации, связанные с разрывной тектоникой	
Развитие оперяющих трещин скола	2
Развитие оперяющих трещин отрыва	4
Массовое неориентированное дробление	5
Массовое ориентированное дробление	1

залегающих, оказывались либо нагруженными (напряженными), либо разгруженными. Анализ геологического строения разломов, ограничивающих тектонические блоки, и размещения в них продуктов гидротермальной деятельности показал, что разгруженные участки часто оказываются приоткрытыми. Они, как правило, сопровождаются жильной и более интенсивной рассеянной минерализацией. Нагруженные и обычно приоткрытые части разломов значительно слабее минерализованы, но в то же время в прилегающих вмещающих породах нередко устанавливаются

заметно повышенные первичные рудные ореолы рассеяния. Это свидетельствует о том, что характер деформаций пород, обуславливающих их проницаемость, существенно меняется в зависимости от тектонического состояния. Интересные документации, свидетельствующие о зависимости деформаций пород от морфологических особенностей зон разломов, приводит В. А. Невский (1967).

Для оценки значимости тектонического фактора использованы данные о изменении мощностей рудных тел в Главной рудной зоне Алтынтюпкана. При существовавшем вдоль основной рудоконтролирующей поверхности сложном сбросовом смещении, осложненном сдвигом по часовой стрелке, во время отложения оруденения наиболее ослабленными и, по-видимому, приоткрытыми оказывались участки крутого падения субширотного и северо-восточного простираний. Мощности рудных тел в них в 4—6 раз превосходят мощности тел в участках северо-западного простирания и более пологого падения. В пределах остальной части района это различие становится более контрастным. Поэтому позиции, приуроченные к ослабленным участкам разломов, получали оценку 5 баллов, а к закрытым — 1 балл.

Оценка значимости в качестве индикаторов скрытого оруденения гипогенной минерализации проводилась в двух направлениях — по минеральному составу и по интенсивности проявления.

По минеральному составу наивысшую оценку 5 баллов получили признаки полиметаллической минерализации и 4 балла — наличие скарирования, а также сульфидной и окисленной медной минерализации. Все они, как правило, образуют компактные тела (интенсивная форма проявления). Остальные типы минерализации имеют обычно площадное распространение (экстенсивная форма). Сюда относятся эпидотизация, карбонатизация, серицитизация, хлоритизация, окварцевание. Эти изменения систематически оконтуривались в процессе геологического картирования (в том числе и зон разломов). Значимость их в качестве индикаторов определялась с учетом частоты и интенсивности развития в их пределах рудной минерализации.

Площадь измененных пород подсчитывалась палеткой на карте. Частота проявления рудной минерализации характеризовалась числом рудопоявлений (сюда относились и аномалии, выявленные по результатам спектрального опробования при изучении первичных ореолов рассеяния), отнесенным к единице площади развития данного вида изменения (удельная частота).

В качестве показателя интенсивности принимались средние содержания по свинцу, полученные группировкой результатов химического опробования по типам изменений. Показатель значимости представляет собой произведение удельной частоты проявления рудной минерализации (по свинцу) на среднее содержание. Полученные результаты объединены по своим значениям (в порядке возрастания) в три группы (табл. 23), порядковые номера которых представляют оценочные баллы.

Интенсивность проявления каждого типа минерализации оценивалась в процессе минералогического картирования по специально разработанным (трехмерным) эталонным коллекциям. Шкала оценок (табл. 24) имеет эмпирический характер. В основу положена предпосылка, что более высокая интенсивность вторичных изменений указывает на высокую интенсивность гидротермального процесса и на большую вероятность выявления скрытого оруденения. Следует отметить, что эта предпосылка не всегда оказывается правильной.

Оценка благоприятности каждого участка представляет собой суммарную оценку значимости всех факторов, учтенных в его пределах. Способ подсчета перспективных запасов наглядно виден из формы учетной ведомости, приведенной в табл. 25.

При учетном числе факторов и индикаторов и при принятой шкале оценок максимально возможная суммарная оценка однородного участка

Таблица 23

Оценка значимости в качестве индикаторов скрытого оруденения различных типов гипогенной минерализации

Типы минерализации	Удельная частота встречаемости рудных проявлений (а)	Среднее содержание свинца, % (б)	Удельная рудоносность (аб)	Оценочный балл
Рудопроявления свинца	—	—	—	5
Скарны и прочая сульфидная минерализация	—	—	—	4
Эпидотизация	0,12	0,52	0,0624	3
Хлоритизация	0,03	0,71	0,0213	2
Окварцевание	0,02	0,37	0,0074	1
Серпидитизация	0,01	0,29	0,0029	1
Карбонатизация	0,01	0,26	0,0026	1

Таблица 24

Оценка значимости гидротермальных изменений различной интенсивности в баллах

Интенсивность минерализации	Оценка
Порода не изменена	0
Слабые изменения (менее 10%)	1
Изменения составляют до 50% объема породы	2
Измененной части породы более 50%	3
Новообразованная порода	4

Примечание. Для скарнирования эти оценки (кроме нулевой) повышаются на 1 балл.

составила 60 баллов. Как показали сопоставления оценок с запасами руд по детально разведанным участкам, минимальным значением суммарной оценки, при которой оруденение в Алтынтюпканском рудном районе может еще иметь промышленное значение, оказалось 27 баллов.

В пределах района имеется значительное число детально разведанных участков, для которых установлены средние значения мощности рудных тел и содержаний в них полезных компонентов. В таких участках на основании имеющихся данных определяется количество метропроцентов,

Ведомость учета оценок (в баллах) благоприятности факторов

Номер позиции	Номер грани	Номер участка в грани	Факторы										Гипогенные индикаторы	
			Литолого-петрографические				Структурные						По составу	По интенсивности
			Осадочные породы	Магматические породы	Сочетание пород	Вторичные породы	позиции			деформации				
							Относительно складок	Относительно разломов	Разломы	Связанные со складкообразованием	Разрывные	Тектонические		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
VII	1	2	5	3	8	5	5	4	4	3	5	5	4	3

Блок XII

приходящееся на 1 балл. Так, например, в Приконтактной зоне благоприятный участок имеет показатель 55 баллов (полученные суммированием оценок по отдельным факторам), а средний метропроцент по всем разведочным пересечениям равен 40. Количество метропроцентов, приходящееся на 1 балл, составляет $40 : 55 = 0,73$. Для определения среднего метропроцента в аналогичном однородном участке, еще не разведанном, суммарная оценка его благоприятности в баллах умножается на полученное значение цены одного балла в метропроцентах.

Перспективные запасы по каждому участку определялись по формуле

$$Q = \frac{S \cdot V \cdot M \cdot K}{100} \text{ т,}$$

где S — площадь участка, м²;

V — объемный вес руд, равный 3;

M — метропроцент, подсчитанный как произведение баллов на цену 1 балла;

K — коэффициент рудоносности.

Коэффициент рудоносности по данным разведанных участков выражает отношение площади, занятой оруденением, к площади всего участка. Фактическое его значение варьировало от 0,4 до 0,8. В проводившихся подсчетах перспективных запасов он принимался равным 0,2.

В табл. 26 приводится форма ведомости для учета перспективных запасов по отдельным тектоническим блокам. Как видно из этой формы, перспективные запасы учитываются по глубинам размещения и отдельно по двум типам рудных тел: секущим, преимущественно крутопадающим, и согласным, обычно полого залегающим. Такое разделение представляется целесообразным для обоснования методики поисковой разведки.

На прогнозной карте (см. рис. 20) показаны обобщенные площади распространения фактически разведанного и перспективного оруденения.

Из изложенного видно, что приемы и методы количественного прогнозирования, разработанные применительно к Алтынташканскому рудному району, в значительной мере эмпирические. Но они вполне обеспечивают потребности направления поисково-разведочных работ и способствуют совершенствованию первичной геологической информации. Решающим условием высокой достоверности прогнозов являются высококачественные геолого-структурная и тектоническая карты.

Важной задачей дальнейших исследований должно быть изучение изменения относительного значения факторов в различных геолого-структурных позициях. Это возможно при условии внедрения математических методов и использования вычислительной техники.

Таблица 25
размещения оруденения по структурно-геологическим позициям

Суммарная оценка благоприятности участка по факторам	Количество метропроцентов на 1 балл (по аналогичным разведанным позициям)	Средний метропроцент для данного участка	Площади участка, тыс. м ²					Перспективные запасы свинца, подсчитанные по формуле $Q = \frac{3SMK}{100} \text{ т}$				
			Общая	Выше горизонта 1400 м	От 1400 до 1000 м	От 1000 до 700 м	Ниже 700 м	Общие	Выше 1400 м	От 1400 до 1000 м	От 1000 до 700 м	Ниже 700 м
16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28

(пример)

54	0,15	8,1	628	—	38	195	395	30 375	—	1847	9438	19 090
----	------	-----	-----	---	----	-----	-----	--------	---	------	------	--------

**Сводная таблица
учета перспективных запасов по тектоническим блокам**

Номер блока	Перспективные запасы свинца в тыс. т											Запасы свинца в % от общих перспективных запасов			Целесообразность освоения
	Общие	Выше горизонта 1400 м		От 1400 до 1000 м		От 1000 до 700 м		Ниже 700 м		Итого		Общие	а	б	
		а	б	а	б	а	б	а	б	а	б				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16

а — в секущих и крутых контактовых телах;
б — в согласных и межформационных телах.

ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНАЯ КАРТА СУМСАРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Между поисково-разведочными работами и геолого-структурными исследованиями существует органическая связь. В связи с возникшей необходимостью оценки перспектив Сумсарского рудного поля сотрудниками САИГИМС Х. А. Акбаровым, В. Я. Зималиной, Т. М. Мариновым, В. В. Овечкиным, Ш. Д. Фатхуллаевым, А. В. Поваровым, Е. Н. Лукьяновой под руководством П. А. Шехтмана и В. А. Королева проводились тематические исследования с целью выявления условий размещения полиметаллического оруденения, составления детальной геолого-прогнозной карты и определения фронта дальнейших работ на этом рудном поле.

В изучение геологии и полезных ископаемых района и рудного поля большой вклад внесли А. Б. Натальин и И. В. Прасолова (1960 г.), Н. Ф. Иконникова (1952), А. М. Лурье (1958, 1963), К. Т. Мустафии (1962), М. А. Ахмеджанов (1959), У. Асаналиев (1963), Р. Д. Дженчураева (1965) и др.

В герцинской складчатой структуре Чаткало-Кураминских гор Сумсарский рудный район занимает своеобразное положение. При преобладающем северо-восточном простирании складок на стыке Кураминской и Чаткальской зон по южной окраине последней возникли антиклинальные структуры северо-западного направления — Южно-Чаткальская и Сумсарская антиклинали, расположенные кулисообразно относительно друг друга. Сумсарская антиклиналь является поперечной по отношению к Южно-Чаткальскому и Кураминскому антиклинальным поднятиям. Это обусловило широкое развитие на площади района обнажений древних толщ и сложное его тектоническое строение. Здесь наряду с разломами северо-восточного направления, развиты крупные разрывные структуры северо-западного простирания. Последние являются главными рудопрводящими структурами.

В геологическом строении района, по данным А. Б. Натальина и И. В. Прасоловой, принимают участие осадочные и осадочно-вулканогенные образования палеозойского и мезозойского возраста. Суммарная мощность осадочно-терригенных и вулканогенных отложений палеозоя более 13 тыс. м. В составе толщ выделяются четыре структурно-литологических яруса, границы которых совпадают с основными стратиграфическими подразделениями (снизу вверх): метаморфические сланцевые толщ нижнего палеозоя общей мощностью до 5500 м; эффузивы среднего девона мощностью до 1000 м, терригенно-карбонатная толща среднего палеозоя общей мощностью до 4000 м, эффузивы верхнего палеозоя мощ-

ностью до 3000 м. Наиболее развиты породы первых трех ярусов. Различия в механических свойствах пород, слагающих ярусы, определяют особенности их деформаций.

Интрузивные породы распространены ограниченно, только на юго-западе района. Здесь известны лишь единичные дайки порфиринов, приуроченные к зоне Большого Кушартского разлома.

Для района характерно сочетание тектонических форм двух направлений. Северо-восточные направления соответствуют простираниям Кураминских и Южно-Чаткальских гор, северо-западные — простиранию главной структурной линии Тянь-Шаня. Разрывные структуры развиты широко. Выделяются также два основных направления разломов — северо-восточное и северо-западное.

Участок Сумсарского рудного поля испытывал разные вертикальные перемещения: на северо-востоке опускания, на юго-западе поднятия. По разломам северо-восточного направления преобладают сдвиги, что указывает на тангенциальное сжатие. На северо-востоке рудное поле ограничивается Чурабельским, на юго-востоке Шакапгарским, на юго-западе Чонкульским разломами. На площади развиты преимущественно терригенно-карбонатные отложения среднего и верхнего девона, в составе которых присутствуют песчаники, алевролиты, известняки и доломиты.

Разрывными нарушениями, входящими в систему Большого Кушартского разлома, карбонатно-терригенная толща расчленена на ряд тектонических блоков. В каждом отдельно взятом блоке известняки смяты в небольшие складки. В целом толща падает на северо-восток. Условия залегания пород в каждом блоке весьма изменчивы. Преобладают крутые углы падения.

В разрезе присутствуют породы с различными механическими свойствами (табл. 27). Конгломераты, доломиты и отчасти песчаники обладают большей хрупкостью, чем известняки, алевролиты, сланцы и гипсоносные породы. Несмотря на то, что суммарные мощности пород с хрупкими и

пластическими свойствами находятся в равных соотношениях, толща в целом проявляла преимущественно пластические свойства. На это указывает необычайно широкое развитие мелких, тесно сжатых складок.

Группы пород, обладающих большей хрупкостью, развиты в основании разреза и в верхней его части; породы с преобладающими пластическими свойствами залегают непрерывно в средней части разреза, образуя единую тысячетметровую толщу. Именно поэтому она определяет широкое развитие складчатых деформаций. Горизонты рудовмещающих доломитов залегают в нижней части разреза живетского яруса. От общей мощности 770 м они составляют всего 64 м. Доломиты первого и второго горизонтов перекрываются глинистыми, алевролитовыми породами, слабо затронутыми дроблением. Подвергаясь складчатым деформациям, доломиты испытывали интенсивное дробление.

Особенностью составления геолого-прогнозных карт складчатых рудных полей является необходимость предварительного выявления связи складчатой структуры с разрывными нарушениями. Анализ структурных особенностей рудных полей и месторождений, как обычно, проводится путем составления структурной карты и разрезов и всестороннего их осмысливания. Этому очень помогает тектоническая схема, которая более

Таблица 27

Распределение мощности разреза по типам пород

Породы	Мощность	
	в м	в % к общей
Конгломераты	85	4
Песчаники	914	43
Доломиты	64	3
Известняки	638	30
Алевролиты, сланцы	134	6
Гипсоносная толща	285	14

четко выявляет основные структурные черты. На тектонической схеме (рис. 22) изображены горизонтальные проекции поверхностей разломов в пределах одного структурного яруса. Поверхности разломов разделены на отдельные участки — грани, характеризующиеся постоянством элементов залегания (в пределах 5—7°) и определенным положением относительно направления перемещений по разломам. Направления и величины перемещений определялись методом совмещения характерных точек (Ажгирей, 1956, 1966). Анализ морфологии разломов и направлений смещений позволил выделить участки, которые при данной схеме движения являются либо нагруженными, либо разгруженными. Жирными пунк-

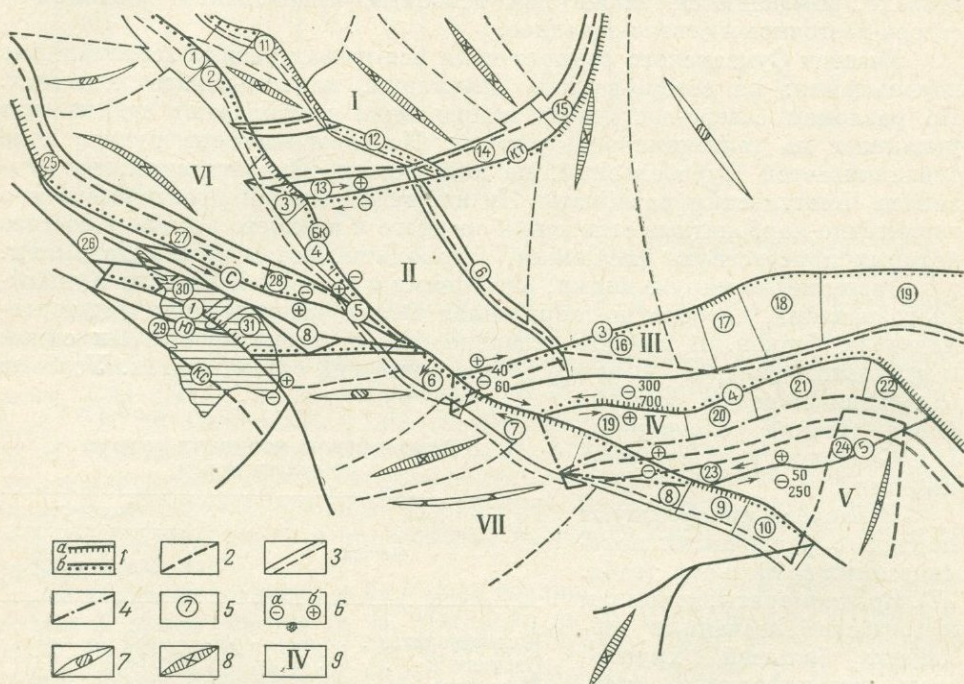


Рис. 22. Схема тектонического строения Сумсарского рудного поля

1 — нагруженные (а) и разгруженные (б) участки разломов; 2 — разломы, предполагаемые в подстилающих эффузивах; 3 — линии пересечения разломов с поверхностью эффузивов среднего девона; 4 — линии сопряжения разломов; 5 — номера граней разломов и их границы; 6 — опущенный (а) и приподнятый (б) блоки; 7 — оси антиклинальных складок; 8 — оси синклинали; 9 — номера блоков
 Разломы: КТ — Каратюбинский, БК — Большой Кушартский, С — Северный, Ю — Южный, КС — Кундузсайский

тирными линиями показаны разломы в эффузивах, подстилающих известняки, о наличии которых можно судить по положению и характеру складок в карбонатной толще, по проявлениям рудной и другой минерализации.

Большой Кушартский разлом имеет крутое юго-западное падение, сопровождается оперяющими разломами, ориентированными в двух главных направлениях — северо-восточном и северо-западном. Разломы первого направления развиты преимущественно в его лежачем боку, а вторые — в висячем. На тектонической схеме видно, что зона разлома разделяется на северо-западную, центральную и юго-восточную части. По направлениям относительных перемещений блоков крайние два участка разлома являются сбросами, а центральный — взбросом. В целом по разлому происходил сбросо-сдвиг со смещением против часовой стрелки. Вследствие этого участки разлома с меньшими азимутами простирания оказались разгруженными, а с большими азимутами — нагруженными. Очевидно, это обстоятельство повлияло на размещение оперя-

ющих разломов: в висячем боку они приурочены к центральному, нагруженному участку, а в лежачем — к разгруженным.

По различиям в элементах залегания поверхность Большого Кушартского разлома разделяется на десять граней. Грани 2, 7, 9 находятся на нагруженных, а 1, 3, 4, 5, 6, 8 и 10 — на разгруженных участках разлома. К разгруженной грани 3 приурочены дайки лампрофиров.

Преобладание взбросовых движений по разломам указывает на наличие тангенциального сжатия. Складчатые структуры висячего и лежачего боков Большого Кушартского разлома различны, как это хорошо видно на структурной схеме (рис. 23), построенной в изогипсах подошвы второго

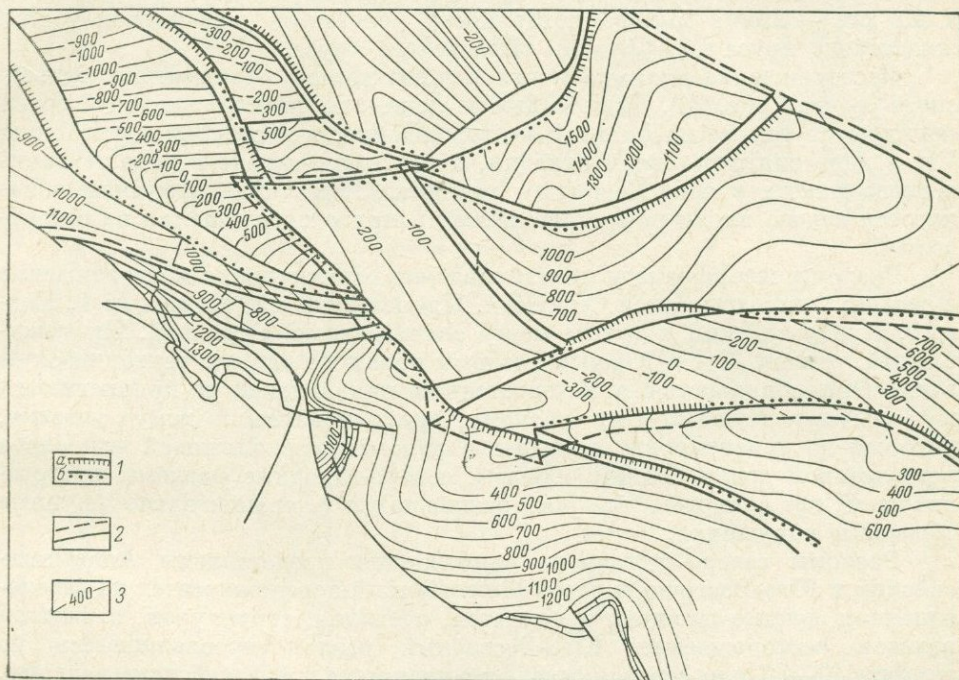


Рис. 23. Структурная схема Сумсарского рудного поля. Составил Т. М. Марипов

1 — нагруженные (а) и разгруженные (б) участки разломов; 2 — линии разрывных нарушений. Со штрихами показаны перекрытые участки; 3 — изогипсы рудовмещающего разлома

рудовмещающего горизонта. Характерна фрагментарность складчатой структуры, обусловленная индивидуальными особенностями развития каждого тектонического блока. Для висячего бока разлома характерно общее погружение пород на север, осложненное небольшими складками в зоне влияния северо-западных разломов. Максимальная глубина погружения горизонта вдоль Большого Кушартского разлома составляет около 1000 м в юго-восточной его части и более 2300 м в северо-западной.

В лежачем боку разлома характер складчатости несколько иной. Намечается преобладающее северо-западное простирание осей складок. Общая глубина погружения рудовмещающего горизонта меньше, чем в висячем боку, и колеблется в пределах от 150 до 1500 м. Лишь блоки III, IV и VII, прилегающие к центральной части разлома, опущены на 2000 м. На небольшой глубине залегает рудовмещающий горизонт в блоках II и V вдоль Каратюбинского разлома.

На площади лежачего бока выделяются и небольшие складки, образовавшиеся в отдельных тектонических блоках. Простирания осей этих складок отчасти связано с направлением разломов. По-видимому, наиболее крупные складки возникали позднее, чем Большой Кушартский разлом, но раньше оперяющих его разломов. После появления последних

структура рудного поля приобрела блоковое строение. В тех блоках, ориентировка которых не совпала с простираем элементов складок, развивались и в дальнейшем небольшие складки иных направлений (блоки III, IV VII), а там, где они совпали, крылья складок приобрели более крутое залегание.

При составлении детальных геолого-прогнозных карт большое значение имеют данные анализа размещения оруденения на изученных участках Сумсарского месторождения. Месторождение находится в южной и юго-западной частях рудного поля, располагаясь в VII тектоническом блоке (см. рис. 22). Границами блока на востоке, севере и западе являются соответственно Чонкульский, Северный и Большой Кушартский разломы, а на юге — линия выхода поверхности налегания карбонатной толщи живетского яруса на эффузивы эйфельского яруса.

Месторождение сложено почти исключительно отложениями живетского яруса (рис. 24). Известняки и доломиты нижнефранского яруса появляются только на флангах месторождений: в восточной части блока VII в ядре синклинальной складки, а на северо-западе в виде тектонического пакета в зоне Северного разлома. Эйфельские эффузивы обнажаются южнее площади месторождения и круто погружаются на северо-восток.

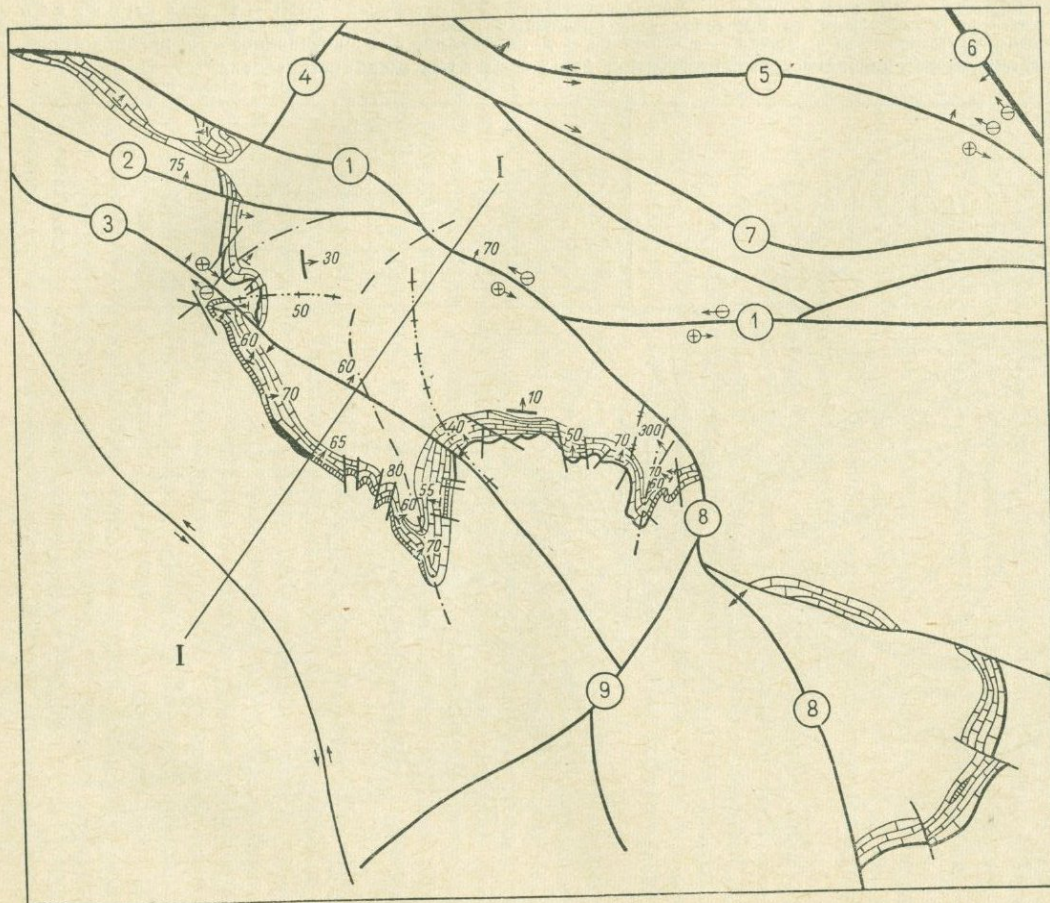
Разломы северо-западного направления ограничивают месторождение с севера; к ним относятся Северный, Промежуточный, разлом № 1, Южный, Кундузсайский и другие менее значительные. Северный, Промежуточный, разлом № 1 и Южный разломы образуют единую тектоническую зону. Они сближаются в юго-восточном направлении и причленяются к Большому Кушартскому разлому, приурочиваясь к тому участку, который по ориентировке попадает в положение скользящей или слабо нагруженной грани. Таким образом, северо-западные разломы представляют пучок сколовых трещин, развившихся в сравнительно крупные сбросовые нарушения.

Разломы северо-восточного направления представлены Анакызылсайским и Юго-Восточным разломами. Первый прослеживается на северо-западном фланге площади и является, очевидно, структурой, ограничивающей месторождение. Юго-Восточный разлом прослеживается по азимуту 40—50° и на северо-востоке причленяется к Арчасайскому разлому.

Значительно более сложной выглядит складчатая структура месторождения. Она достаточно отчетливо отражается на структурной схеме (рис. 25) линией выхода второго рудовмещающего горизонта.

Карбонатная толща, расположенная к югу от разлома № 1, образует сложную мульдообразную синклинальную складку, которая в верхних частях более пологая, а на глубине, выкручиваясь, падает на северо-восток. В северо-западной части площади породы имеют почти восточное падение, а по мере движения к югу азимут падения меняется сначала на северо-восточный, затем на северный, а на крайнем юго-восточном фланге приобретает места север-северо-западное падение. К северу от разломов № 1 и Арчасайского вследствие резкого погружения и в меньшей степени в результате сброса по ним рудовмещающий горизонт погружен на глубину до 900—1000 м от поверхности и появляется только на фланге месторождения.

Синклинальная в целом структура толщи осложнена волнообразными складками. Выделяются волны двух основных направлений — по падению и простираению. В связи с тем что эти волны оказывают неодинаковое влияние на размещение оруденения, с ними связаны рудные тела различных морфогенетических типов. К антиклиналям и синклиналям относятся отчетливо выраженные складки, оси которых имеют сравнительно пологое падение и породы на крыльях падают в противоположных направлениях. Малые волнообразные складки разделяются на волны по падению и простираению.



ЮЗ По I-I СВ

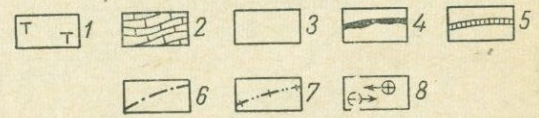
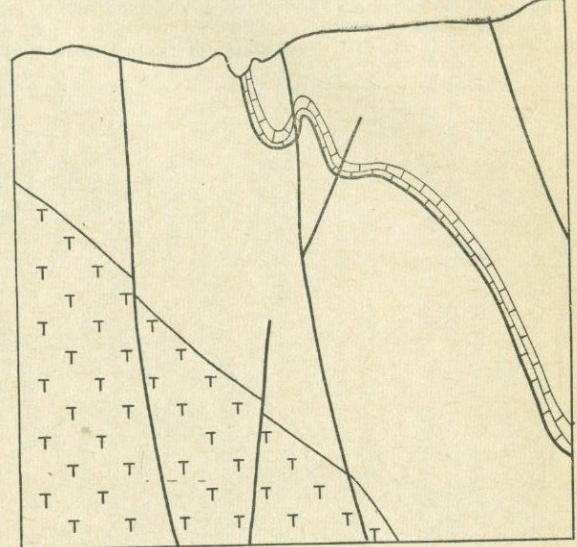


Рис. 24. Схема геологического строения месторождения Сумсар

1 — эйфельские эффузивы; 2 — второй рудовмещающий горизонт; 3 — перекрывающие средне- и верхнедевонские породы; 4 — разломы; 5 — первый рудовмещающий горизонт; 6 — оси антиклиналей; 7 — оси синклиналей; 8 — направление смещения пород. Плюс — блок поднят, минус — блок опущен

Разломы (цифры на схеме в кружках): 1 — Разлом № 1, 2 — Южный, 3 — Кундузсайский, 4 — Анакызылсайский, 5 — Северный, 6 — Большой Кушартский, 7 — Промежуточный, 8 — Арчасайский, 9 — Юго-Восточный

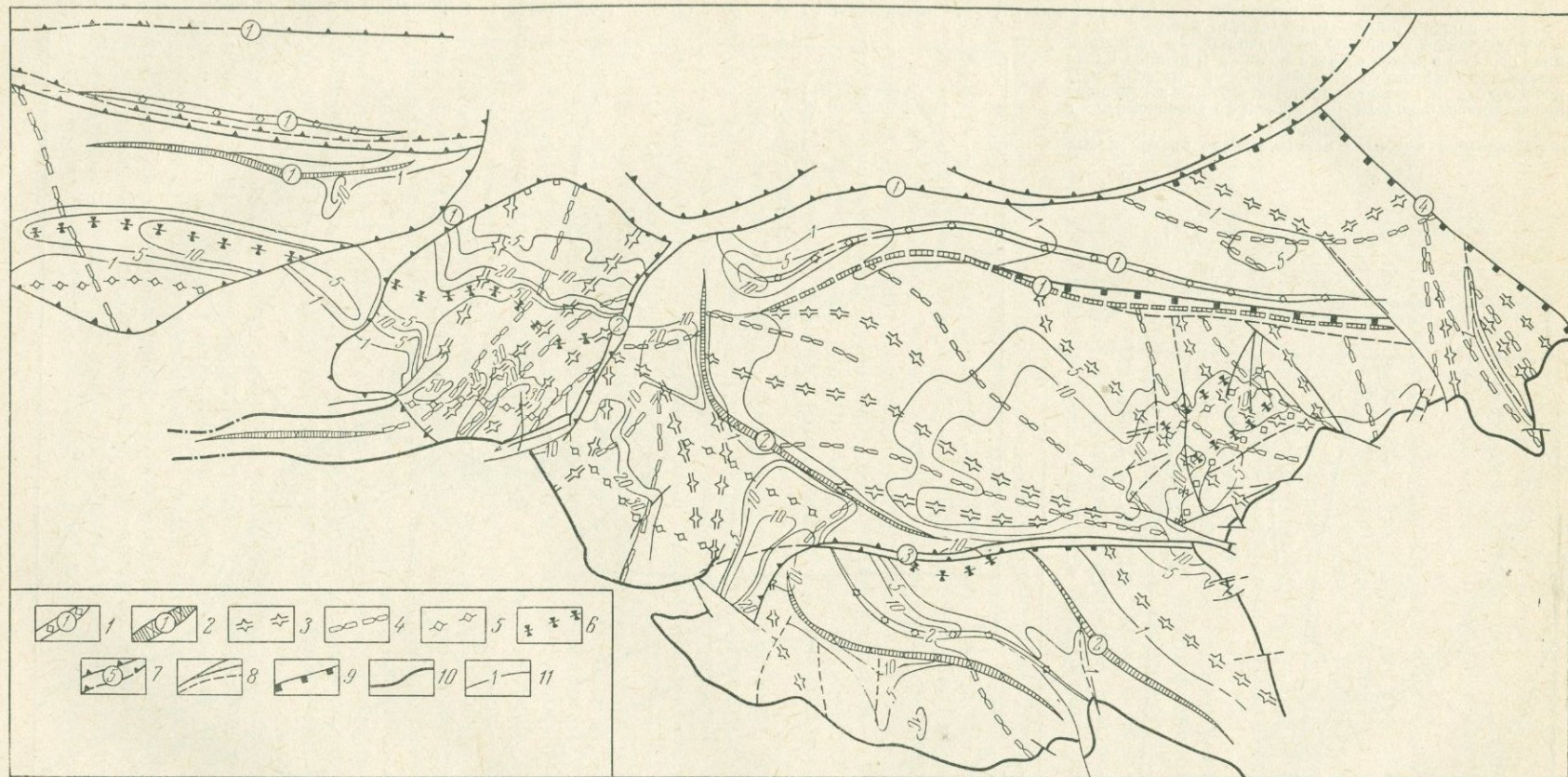


Рис. 25. Схема структуры и размещения минерализации месторождения Сумсар. Составили В. А. Королев, Т. М. Марипов

1 — антиклинали; 2 — синклинали; 3 — выпуклости; 4 — впадины; 5 — увалы; 6 — ложбины; 7 — разломы; 8 — крупные трещины; 9 — нагруженные участки разломов; 10 — линия выхода подошвы второго рудомещающего горизонта на поверхность; 11 — изолинии метропроцентв в условных единицах оруденения
 Антиклинали: 1 — Северо-Западная, 2 — Анакызылсайская; синклинали: 1 — Северо-Западная, 2 — Анакызылсайская; разломы: 1 — разлом № 1, 2 — Южный, 3 — Кундузсайский, 4 — Арчасайский

Крутые антиклинальные и синклиналильные складки имеют преобладающее северо-западное простирание, близкое к направлению северо-западных разломов. Подобная структура прослеживается скважинами в глубоких частях месторождения вдоль разлома № 1. Она представляет собой сопряженные антиклинальные и синклиналильные складки, несколько воздымающиеся на фланге и погружающиеся в центральной части месторождения.

Центральная часть площади месторождения пересекается Анакызылсайской антиклиналью, ориентированной косо по отношению к простиранию разломов Кундузсайского и № 1. Направление ее оси по простиранию довольно резко меняется. В юго-восточной части ось имеет азимут простирания $340-345^\circ$, вблизи Кундузсайского разлома он несколько уменьшается, а затем далее на северо-западе вблизи разлома № 1 ось антиклинали резко изгибается, приобретая простирание СВ $55-60^\circ$.

Оси усложненных волн также несколько изменяют простирания вблизи крупных разломов. Оси ложбин отчетливо искривляются с уменьшением азимута простирания при приближении к Южному разлому; оси флексур вытягиваются параллельно разлому № 1, указывая на преобладающее вертикальное перемещение. Особенности структуры месторождения определяют геолого-структурные позиции, благоприятные для размещения оруденения.

1. Складчатая структура пересекается многочисленными разломами и в связи с этим месторождение приобретает блоковое строение. В каждом из обособленных блоков рудовмещающий горизонт характеризуется своими условиями залегания. Преобладают в общем крутые углы падения — от 40 до 80° .

2. Складчатая структура рудовмещающего горизонта осложняется многочисленными волнами, а также пересекается крупными и мелкими трещинами. Характерной особенностью является подчинение ориентировки волн простиранию ограничивающих разломов.

3. Перечисленные особенности, а также преобладание взбросовых и надвиговых смещений по ряду разломов, искривления осей складок и волн в направлении смещения смежных блоков, опрокидывание крупных складок по направлению движения, зависимость ориентировки нормальных и косых трещин от элементов залегания пород — все это указывает на то, что структурные особенности каждого блока формировались самостоятельно, независимо от структуры участков.

4. Важной особенностью является то, что формирование структуры рудовмещающего горизонта в пределах каждого блока происходило на фоне общего бокового сжатия. При этом по отдельным разломам наряду со взбросами возникали также и сдвиги. В результате морфологические особенности этих разломов приобрели важное значение и как фактор деформации вмещающих пород, и как фактор размещения оруденения. В связи с нагруженными гранями разломов развиваются складки волочения, возникают отслоения и повышается интенсивность трещиноватости пород.

В структуре месторождения выделяется ряд геолого-структурных позиций, различающихся видами деформации вмещающих пород и особенностями размещения оруденения. Типы позиций приведены в табл. 28.

Наиболее благоприятными для размещения оруденения являются малые структурные волны и их сочетания в зонах влияния нагруженных граней разломов. Оруденение размещается в двух горизонтах слоистых темно-серых доломитов в нижней части разреза карбонатной толщи среднего девона. Мощности доломитов колеблются в пределах $20-25$ м. Горизонты доломитов перекрываются более мощными пачками терригенных пород, в составе которых существенную роль играют алевролиты и мергели, создающие эффект экранирования. Рудные тела сложены преимущественно галенитом и сфалеритом, причем сфалерит нередко

**Характеристика геолого-структурных позиций размещения
оруденения в пределах Сумсарского месторождения**

Позиция	Особенности деформаций пород	
	складчатых	разрывных
1. В складчатых структурах		
Осевые части антиклиналей	Отслоения в сводовых частях складок. Увеличение мощности горизонта, в отдельных случаях в 1,5—2 раза	Преимущественно нормальные трещины внутри рудовмещающего горизонта
Осевые части синклиналей	Отслоения в донных частях складок	Нормальные и косые трещины
Крылья смежных антиклинальных и синклинальных складок	Искривления осей складок по простиранию. В отдельных случаях уменьшения мощностей горизонта	Вдоль крыльев продольные сколовые нарушения типа взброса
Впадины, выпуклости	Мелкие складчатые деформации, выражающиеся в изгибах отдельных слоев	Сопровождаются развитием продольных трещин
Ложбины, увалы	Складчатые деформации проявлены слабо. В отдельных случаях на внутренних частях изгибов развиваются куполообразные отслоения небольших размеров	Нормальные и косые трещины с образованием мелкоблоковой структуры горизонта. Вблизи трещин развивается мелкая трещиноватость
2. Связанные с разломами		
В разгруженных участках	Рассланцевание, моноклинальное залегание в форме тектонического пакета, подчиненного залеганию разлома	В доломитах существенное значение имеет интенсивное дробление
В нагруженных участках	Не установлены	Рассланцевание пород и образование тектонических глин
3. Смешанные		
Сочетание крупных складок с разломами:		
а) с разгруженными границами разломов	Искривление осей складок	Развитие нормальных трещин. При наличии сдвига появляются кососекающие трещины
б) с нагруженными границами разломов	В связи со взбросами формирование синклиналей, антиклиналей, а также впадин и выпуклостей	Проявление продольных разломов. Дробление доломитов вблизи нагруженных граней разлома
Сочетание структурных волн с разломами:		
а) с разгруженными границами разломов	Слабо проявлены	Нормальные и реже косые трещины
б) с нагруженными границами разломов	Искривление осей мелких волн, при сложных взбросо-сдвиговых движениях возникают отслоения как в осевых частях, так и на крыльях волн	Развиваются системы нормальных и особенно косых трещин, сопровождающихся интенсивным дроблением доломитов
Сочетание продольных и поперечных структурных волн	Отслоения, приоткрываемые в результате полойных движений	Относительно равномерное дробление доломитов с развитием косых и нормальных трещин

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.

При составлении детальных геолого-прогнозных карт для выяснения значения рудоконтролирующих факторов и типов рудных тел подбираются данные по всем известным рудным телам. На рассматриваемом месторождении выделены три группы структурно-морфологических элементов рудных тел по ведущему фактору: 1) элементы, в которых основное значение имеют деформации, связанные со складкообразованием, 2) элементы, в которых основное значение имеют деформации, связанные с развитием разрывных структур и 3) смешанные, в которых в равной мере проявлены элементы предыдущих двух групп. Внутри этих групп выделены типы, сведения о которых приводятся в табл. 29.

Характерной особенностью Сумсарского месторождения является высокая экстенсивность рудного процесса и сравнительно низкая интенсивность. В связи с этим влияние отдельных факторов на размещение оруденения при низких содержаниях свинца и малых мощностях руд проявляется очень слабо. Так, например, при среднем метропроценте 5 бывает еще трудно уверенно говорить о ведущей роли литологического или структурного фактора. Влияние последнего начинает отчетливо сказываться лишь при интенсивности оруденения в 7 метропроцентов и выше. Однако в тех случаях, когда общая интенсивность оруденения низкая — 1—3 метропроцента, влияние, например, крупных секущих трещин отчетливо проявляется при 5—6 метропроцентах.

Важная роль структурных рудоконтролирующих факторов на месторождении является достаточным основанием для признания большого значения структурных карт в изучении условий размещения оруденения. Как уже отмечалось, оруденение размещается во втором доломитовом горизонте. Этот горизонт характеризуется четким структурным выражением, легко опознается. Поэтому для структурных построений выбрана поверхность этого горизонта.

Как видно из структурной схемы (см. рис. 25), на рельеф рудоконтролирующей поверхности нанесена геологическая ситуация — прокартированы все факторы, контролирующие размещение оруденения: оси складок, оси поперечных перегибов, флексур, местных изгибов, разрывы и т. д.

Карта размещения оруденения составляется на основе структурной карты. На ней сохраняются основные структурные элементы рудовмещающего горизонта — оси крупных складок, мелких структурных волн, разломы и крупные трещины. Для изображения размещения оруденения интенсивность его проявления показана в метропроцентах. При проведении изолиний метропроцентов учитывалось различное относительное значение факторов, установленное при анализе структурных позиций и морфологических элементов рудных тел. Минимальным промышленным значением оруденения в рудных телах принят 1 метропроцент. Как можно видеть на схеме размещения, границами промышленного оруденения в основном являются крупные нарушения и в одном случае ось антиклинали (Анакызылсайской). В ряде случаев граница оруденения проходит по крыльям антиклинальных складок.

По карте размещения оруденения были проанализированы геолого-структурные позиции всех известных рудных тел и на этой основе выделены сходные перспективные площади. Выделение и оконтуривание перспективных площадей производилось по следующим признакам:

1) близость к крупному разлому. При этом учитывалось влияние или наличие разгруженной грани как наиболее благоприятной;

Структурно-морфологические типы рудных тел

Типы рудных тел	Факторы	Позиция	Относительное значение в % от общих запасов
Элементы рудных тел, в которых основное значение имеют деформации, связанные со складкообразованием			
Седловидные залежи	Отслоения в своде антиклинали, сопровождающиеся развитием косых и нормальных трещин и дроблением доломитов в основании горизонта	Осевые части антиклиналей и прилегающие к ним части крыльев	1,5
Корытовидные залежи	Отслоения в донной части синклинали, сопровождающиеся развитием косых и нормальных трещин и дроблением доломитов	Осевые части синклиналей и прилегающие к ним части крыльев	6,5
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
Крутые флексуры	То же	Осевые и прилегающие части выпуклости	3,5
Увальная залежь	Дробление доломитов с образованием нормальных и косых трещин. В отдельных случаях возникают отслоения по схеме бокового приоткрывания при сдвиге	Осевые и прилегающие части увалов	16,5
Ложбинная залежь	То же	Осевые и прилегающие части ложбин	18,0
Элементы, в которых основное значение имеют деформации, связанные с развитием разрывных структур			
Мощные пластобразные тела	Расслоение и дробление доломитов	Блоки между двумя субпараллельными трещинами	2
Рогообразные тела (в плане)	Отслоения вдоль наслоения доломитов и интенсивное дробление при сдвиге по трещине	Зона влияния крупных трещин, разломов	0,5
Элементы, в которых имеют значение сочетания деформаций предыдущих видов			
Куполо- и котлообразные 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 рудных тел, в которых простираение пород не совпадает с направлением ограничивающих разломов	44
Почковидные тела	Отслоение, осложненное развитием секущих трещин и сопровождающееся интенсивным дроблением доломитов	Вогнутые части ложбин и увалов	Менее 0,1
Многоярусные корытовидные залежи	Расслоение и интенсивное дробление в условиях блокирования	Синклинальная складка в блоке между двумя трещинами	Менее 0,1

2) наличие благоприятных структур. Оконтуривались участки с наиболее развитой складчатостью, где можно ожидать широкого развития мелких структурных волн;

3) наличие индикаторов гипогенной минерализации. Для подсчета перспективных запасов средние параметры оруденения (мощность, содержание свинца) выбираются на основе сравнения прогнозируемого участка с каким-либо из разведываемых. Подсчет запасов производится отдельно по участкам в пределах месторождения и расположенным на остальной части рудного поля.

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В зависимости от детальности исследований могут быть сформулированы следующие три типа задач количественной оценки перспектив рудоносности рудных полей.

1) общая оценка перспектив рудоносности данной минерализованной площади без учета генетического типа и промышленной ценности оруденения;

2) оценка перспектив рудоносности в отношении поисков месторождений промышленного типа;

3) оценка перспектив рудоносности с целью поисков рудных тел в пределах рудных полей.

Подход к решению названных типов задач общий и состоит в статистическом изучении поисковых критериев на примере известных рудных проявлений с учетом всех имеющихся геологических и геофизических материалов. Ниже излагается опыт решения задачи первого типа для одного вида минерального сырья.

В районе известно 170 рудных проявлений; имеются карты геолого-структурная, магнитного поля и радиометрическая, которые использованы для выявления литологического, магнитного, тектонического и радиометрического критериев оруденения.

Для оценки литологического критерия изучалось распределение рудных точек в пределах всех литологических образований района, а результаты представлялись на гистограмме. На вертикальной оси гистограммы изображалась литологическая колонка (значения признака); на горизонтальной оси откладывалось число рудных точек, встреченных в пределах каждой разновидности пород.

С целью изучения тектонического критерия на геолого-структурной карте анализировалось распределение рудных точек вокруг зон разломов и узлов их пересечения. Результаты анализа изображались также на гистограмме. Изучение распределения рудных точек в пределах различных интервалов значений магнитного и радиометрического полей и построение гистограмм позволило установить их связь с оруденением.

Следующий этап работы состоял в оценке перспективности выявленных признаков по системе условных единиц — баллов. Оценка перспективности для каждой гистограммы, т. е. для каждого признака, выполнялась независимо. То значение признака, которому соответствовала минимальная ступенька (ΔX_{\min}^k) гистограммы, оценивалось в 1 балл. При этом значение минимальной ступеньки (ΔX_{\min}^k) должно быть не менее 10% от максимального значения гистограммы (X_{\max}^k). Перспективность других значений признака определялась с помощью выбранной единицы как $P^k = \frac{X^k}{\Delta X_{\min}^k}$, где P^k — перспективность, выраженная в баллах, X^k — значение частоты (частости) гистограммы, k — номер гистограммы, соответствующий данному признаку. Таким образом, для каждой гистограммы, а следовательно, и для каждого признака устанавливалась своя шкала баллов. При этом максимальные значения баллов оказались

неодинаковыми, в результате чего перспективность различных признаков была оценена в различных системах баллов (категориях). Это обстоятельство весьма существенно затрудняет как сопоставление оценки перспективности площади по различным критериям, так и суммарную оценку перспективности площади по всем факторам.

Для преодоления этой трудности в качестве единой системы баллов была выбрана такая система, число категорий которой соответствовало среднеарифметическому максимальному значению баллов всех гистограмм, или

$$P_{\max \text{ ср.}} = \frac{\sum_{k=1}^n P_{\max}^k}{n},$$

где n — число гистограмм;

P_{\max}^k — максимальное значение баллов в каждой гистограмме.

Выбор единой шкалы баллов позволяет количественно уравнивать относительную значимость разнородных признаков и с единых позиций подходить к оценке каждой гистограммы. Цена 1 балла в новой системе на каждой гистограмме в этом случае будет определяться как

$$\Delta X^k = \frac{X_{\max}^k}{P_{\max \text{ ср.}}}$$

На следующем этапе работы по каждому из признаков производилось построение промежуточных карт перспективности, на которые выносились контуры литологических образований, зоны и узлы пересечения разломов, контуры изолиний магнитного и радиометрического полей, оцененные в единой системе баллов с помощью соответствующих гистограмм. На основе совмещения промежуточных карт строилась карта суммарной перспективности, на которой перспективность площади определялась путем суммирования значений баллов по схеме

$$P = \sum_{n=1}^h P^k,$$

где P — суммарная перспективность площади, выраженная в баллах.

Окончательный результат количественной оценки рудоносности изображался в виде карты изолиний перспективности или, как мы ее в дальнейшем называем, карты изоперспективности.

Был опробован и другой способ оценки перспективности площади, предполагающий аппроксимацию рудных структур (рудных полей, узлов и т. п.), круговыми площадками. Радиус последних выбирался исходя из размеров рудных структур как средняя либо наиболее вероятная величина, равная половине расстояния между ближайшими рудными проявлениями в пределах одной рудоносной структуры.

Внутри каждой круговой площадки изучалось распределение различных литологических комплексов, типов тектонических структур и геофизических полей. При этом определялась величина площади (S) и в случае необходимости частота встречаемости (n). По средним значениям параметров S и n строились геологические и геофизические модели. Каждая такая модель представляла собой палетку круговой формы, на которой в виде секторов и цифр изображались значения S и n и пределы их изменения (дисперсия).

В дальнейшем первичные материалы (геологическая и геофизические карты) анализировались с помощью соответствующих палеток. Участок карты в пределах контура палетки, который отличался с учетом дисперсии не более чем на 50% от значений S и n модели, считался перспективным и оценивался в 1 балл, а при больших расхождениях участок считался неперспективным (0 баллов). Результаты изучения изображались на про-

межуточных картах перспективности, по которым строилась карта суммарной перспективности.

Проверка правильности выполненных расчетов по количественной оценке перспективности проводилась путем сопоставления карты суммарной перспективности с картой размещения рудных проявлений. При этом оказалось, что из 15 вновь открытых рудных проявлений 12 было приурочено к максимальным значениям перспективности. Эти новые рудные проявления располагались как вблизи известных рудоносных площадей, так и на участках, ранее считавшихся безрудными. Таким образом, представилось возможным с вероятностных позиций произвести оценку перспективности территории, определить очередность поисковых исследований.

РУДНЫЕ ПОЛЯ В КЛИНОВИДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКАХ — САМОСТОЯТЕЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ТИП

Среди эндогенных месторождений обширную группу составляют гидротермальные. Совокупности месторождений и рудных тел образуют рудные поля, представляющие, по определению А. В. Королева, П. А. Шехтмана (Королев, Шехтман, 1959; Шехтман, Акбаров, Королев, 1964_{1, 2}), обособленные участки земной коры, в которых оруденение создано единым геолого-геохимическим процессом и располагается в единой геологической позиции, определяющей состав комплекса вмещающих пород и их тектоническое строение. Понятие о единой геологической позиции включает представления о естественных границах рудных полей, необходимость установления которых подчеркивал Н. И. Бородаевский (1960₂).

А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965) выделяют три главные группы факторов рудоотложения: 1) состав и свойства вмещающих пород, 2) их тектонические деформации и 3) физико-химические условия процесса. Характер проявления этих факторов и их взаимоотношения определяют геолого-структурный тип рудного поля. Оруденение в пределах рудных полей распределяется неравномерно и приурочивается к определенным участкам, в которых его появление определяется оптимальным сочетанием факторов. Аналогичные по геолого-структурным и морфологическим особенностям позиции даже в пределах одного рудного поля далеко не всегда в равной мере рудоносны. Это указывает на то, что решающим условием появления оруденения оказывается возможность поступления в данный участок рудоносных растворов. Реализация этой возможности зависит от тектонического режима (плана деформаций) и характера перемещения по различным геологическим поверхностям, образующим систему взаимосвязанных рудоподводящих и рудораспределяющих каналов. Обычно ими являются разломы разных порядков, трещины, осложненные тектоническими движениями контакты интрузивных массивов или протяженных даек, поверхности стратиграфических несогласий. В отдельных случаях роль таких поверхностей могут играть зоны смятия.

Среди рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии часто встречаются поля со своеобразными клиновидными структурами. Они представляют собой тектонические блоки, границами которых служат сходящиеся (или расходящиеся) геологические поверхности различного рода (рис. 26). Масштабы этих структур варьируют в широких пределах: от региональных до мелких, соизмеримых с размерами отдельных рудных тел. Схождение (или расхождение) поверхностей, ограничивающих тектонические блоки, может наблюдаться в плане, в разрезе, либо одновременно в обоих сечениях.

Распределение деформаций в породах в значительной мере зависит от морфологических особенностей геологических поверхностей,

ограничивающих клинообразные блоки. Типы деформаций определяются свойствами пород, величиной тектонических напряжений и характером их разращения. Для выявления особенностей распределения тектонических напряжений в структурах такого типа были использованы методы оптического моделирования (Гзовский, 1960, 1964), развиваемые и широко применяемые В. В. Белоусовым, М. В. Гзовским (Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1963) и др. для исследования тектонических процессов. Однако наша постановка задачи несколько отличается от решаемых этими исследователями.

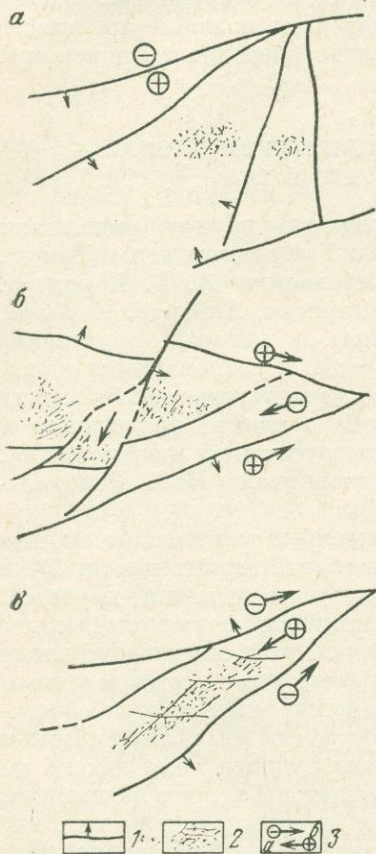


Рис. 26. Схемы клинообразных структур рудных полей Средней Азии
1 — разрывные нарушения, создающие клиновидную структуру; 2 — направления и участки мелких трещин; 3 — направления относительных перемещений блоков по нарушениям (а — опущенные, б — поднятые)

Эксперименты проводились с последовательным усложнением формы тектонических поверхностей, ограничивающих клиновидный блок. Характер действующих сил во всех случаях соответствовал тангенциальному сжатию, нормальному к длинной (горизонтальной) оси блока. Нагрузка осуществлялась при помощи воды, наливаемой в специальные сосуды. Величина сжатия во всех экспериментах принималась равной $28,3 \text{ гс/см}^2$. Модели изготавливались из 20%-ного игдантина. Свойства этого состава и способы приготовления описаны Д. Н. Осокиной (1957).

Угол схождения разломов, ограничивающих клинообразный блок, равен 16° и выбран соответствующим одному из реальных рудных полей Средней Азии (см. рис. 26, в). Забегая вперед, отметим, что при тангенциальном сжатии (рис. 27) клинообразный тектонический блок проявляет тенденцию к выжиманию. Поэтому в экспериментах создавались условия (в соответствии с природными), в одних случаях допускавшие, а в других препятствовавшие реализации этой тенденции.

На основании анализа напряжений, возникающих в моделях, выводится обобщенная картина их распределения. Напряженность в каждой точке модели имеет определенное числовое значение. Однако для их характеристики удобней рассматривать поля напряжений, заключенные в определенных интервалах их значений. Эти поля характеризуют степень концентрации или ослабления напряжений и поэтому более наглядны для выяснения связи с ними деформаций. Выделяются поля слабых, умеренных, максимальных напряжений и нейтральные. Рассмотрим результаты некоторых экспериментов.

1. Модель клинообразного блока с прямолинейными ограничивающими тектоническими поверхностями (рис. 28); возможность выжимания блока ограничена.

В условиях равномерного сжатия напряжения внутри блока распределяются следующим образом (см. рис. 28, а): вблизи вершины возникает

небольшая по размерам нейтральная зона, в которой напряжения практически отсутствуют; по направлению к основанию блока нейтральная зона

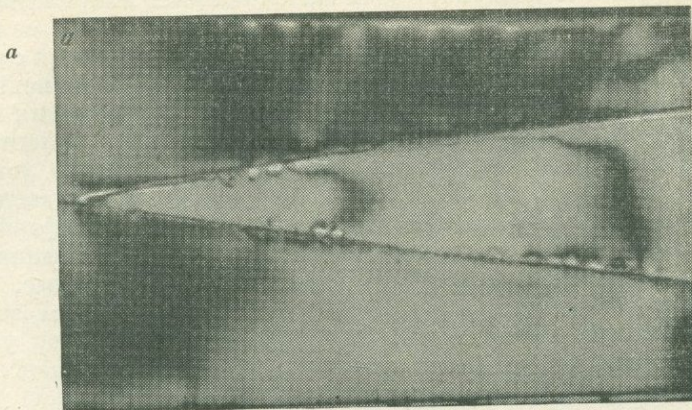
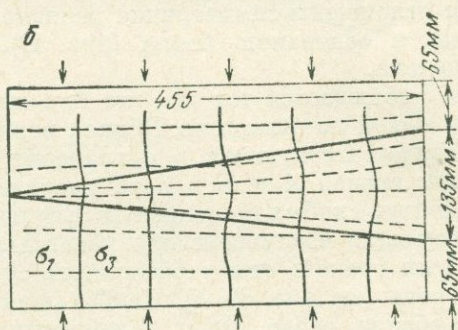


Рис. 27. Распределение монохроматических полос (а) и траектории осей главных нормальных напряжений (б) в клиновидном тектоническом блоке при тангенциальном сжатии



сменяется последовательно зонами слабых, умеренных и максимальных напряжений, при этом соответственно возрастают и размеры зон. Наблюдается также рост напряжений по направлению от центра блока к ограничивающим его поверхностям.

Рост напряжений у основания блока при отсутствии возможности перемещения свидетельствует о наличии тенденции к его выжиманию. Эта тенденция возникает (исходя из общеизвестных механических принципов деформации клина) в результате разложения силы тангенциального сжатия вдоль поверхностей, ограничивающих блок, на нормальную (s) и параллельную (τ) составляющие (см. рис. 28, б). Очевидно, что их равнодействующая (l), характеризующая силу выжимания, будет тем больше, чем больше угол схождения ограничивающих поверхностей.

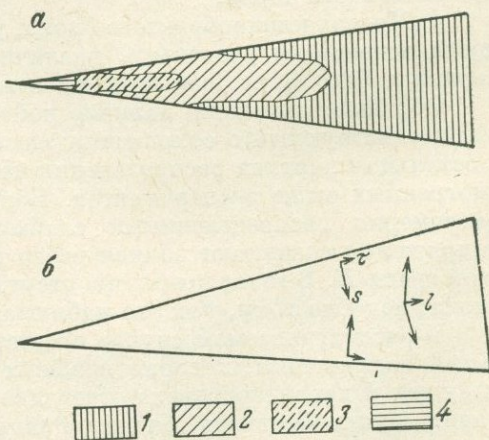


Рис. 28. Модель клиновидного тектонического блока: а — распределение напряжений, б — схема векторов, объясняющая появление выжимающей тенденции (l)

Зоны напряжений: 1 — максимальных, 2 — умеренных, 3 — слабых; 4 — нейтральные зоны

2. Модель клинообразного блока, у которого одна из ограничивающих поверхностей осложнена гранью (A), обращенной к его основанию (рис. 29). Возможность выжимания блока ограничена.

Картина распределения напряжений существенно меняется по сравнению с первым экспериментом (см. рис. 29, а). Во внутренней части блока под влиянием грани *A* возникает зона максимальных напряжений. Причиной их концентрации в данном случае являются различия между нормальной и сдвиговой составляющими в грани *A* и в смежных с ней участках с одной стороны и их значениями вдоль второй поверхности, ограничивающей блок ($\tau' > \tau$). Равнодействующая l' в поле влияния грани *A* должна отличаться от l по величине и по направлению и ориентирована в сторону данной грани. Графически (см. рис. 29, б) легко устанавливается, что $l' > l$. Этим, очевидно, объясняется асимметричная конфигурация поля максимальных напряжений, вытянутого вдоль деформированной поверхности. Далее к основанию блока максимальные напряжения сменяются умеренными, а затем вновь возникают максимальные.

Характерно, что непосредственно у грани *A* наблюдается зона умеренных (или слабых) напряжений. Это указывает на то, что у граней с такой ориентировкой в условиях выжимающегося клинообразного блока концентрация напряжений происходит только вблизи ребер.

3. Модель клинообразного блока, у которого обе ограничивающие поверхности осложнены симметрично расположенными гранями (*A* и *B*), обращенными к основанию блока (рис. 30). Возможность выжимания блока ограничена.

В блоке наблюдается тот же, что и в предыдущем случае, порядок чередования полей напряжений. Вблизи вершины появляется нейтральная зона, свидетельствующая о сохранении тенденции к выжиманию. Под влиянием граней *A* и *B* в поле умеренных напряжений возникает замкнутый контур слабых напряжений. Его появление следует рассматривать как результат взаимодействия касательных составляющих, возникающих у этих граней; они расположены симметрично, но направлены в разные стороны (см. рис. 30, б). Наибольшая концентрация напряжений происходит вблизи ребер. Факт ослабления напряжений внутри поля более высоких их значений весьма примечателен, поскольку это приводит к появлению зон контрастных изменений напряженности. В таких местах быстрее всего происходят хрупкие деформации и повышается общая проницаемость пород.

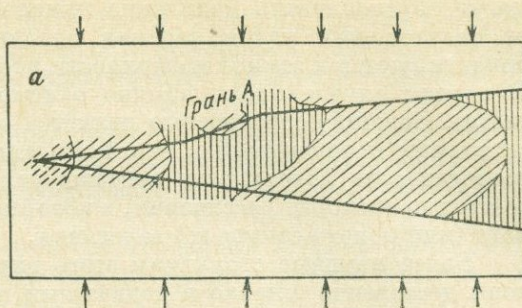
4. Модель клинообразного блока, у которого ограничивающие поверхности осложнены участками, различно ориентированными относительно вершины (рис. 31). Возможность выжимания блока ограничена.

Обращает внимание наличие нейтральной зоны при вершине блока, свидетельствующей о сохранении здесь тенденции к выжиманию. Однако в остальном картина распределения напряжений резко отличается от рассмотренных выше экспериментов. Большая часть блока характеризуется равномерно распределенными слабыми напряжениями. Максимальные напряжения возникают вблизи ребер грани *A* и, что очень важно, вдоль всей грани *B*. В то же время они отсутствуют у основания клинообразного блока, подобно тому, как это наблюдалось во всех предыдущих моделях.

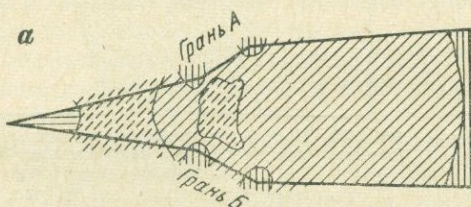
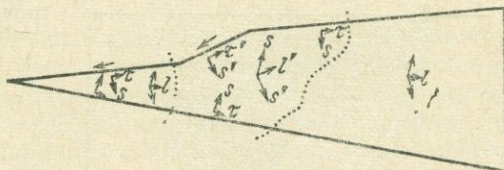
В рассматриваемом случае отсутствует та последовательность смены полей напряжений, которая в общих чертах повторялась во всех предыдущих и характеризовала отчетливо проявлявшуюся тенденцию выжимания клинообразного блока. Грань *B*, ориентированная навстречу выжимающей тенденции блока, служит упором, препятствующим смещению, поэтому у основания блока концентрации напряжений не происходит. Максимальные напряжения с контрастными переходами к слабым возникают лишь на самой этой грани и у ребер грани *A*.

Описанные эксперименты иллюстрируют клинообразные блоки в горизонтальном сечении. В реальных геологических обстановках чаще всего создаются такие условия (замкнутые тектонические контуры), в которых реализация чистого сдвига практически невозможна. Поскольку многие геологические поверхности имеют наклонные залегания, они и в разрезе

Рис. 29. Модель клинообразного блока с гранью (А), обращенной к основанию клина
Условные обозначения см. на рис. 28



б



б

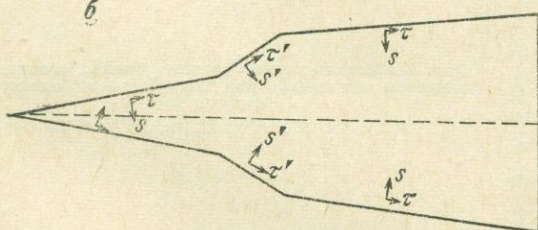
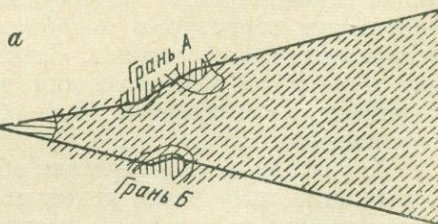


Рис. 30. Модель клинообразного блока с симметричным расположением участков (А, Б), обращенных к основанию клина

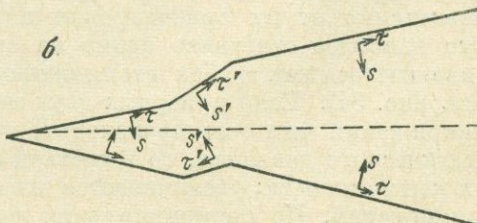
Условные обозначения см. на рис. 28

Рис. 31. Модель клинообразного блока, у которого обе ограничивающие поверхности усложнены участками с иными элементами залегания

Условные обозначения см. на рис. 28



б



могут обуславливать появление клинообразных блоков. В зависимости от соотношения углов падения ограничивающих поверхностей блоки ориентируются к земной поверхности либо вершинами, либо основаниями. В первом случае блоки обычно оказываются усеченными (эродированными). Важной особенностью является отсутствие препятствий для относительных перемещений в вертикальном направлении. Ограничивающие геологические поверхности создают условия блокирования; в слоистых толщах происходят расслоения, в которых могут размещаться тела согласного (или полого секущего) залегания.

Более крупные структуры этого вида (горсты, грабены) распространены достаточно широко в подвижных поясах и особенно в активизированных зонах с интенсивно проявленным магматизмом (например, Кураминская подзона). Сделана попытка с помощью моделирования определить

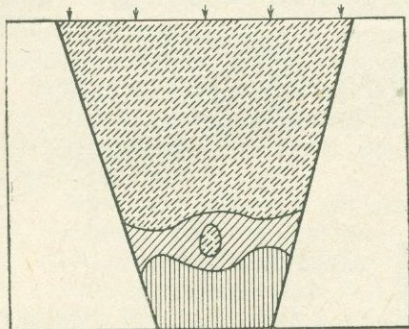


Рис. 32. Модель клинообразного блока, развивающегося как грабен под воздействием вертикальных сил

Условные обозначения см. на рис. 28

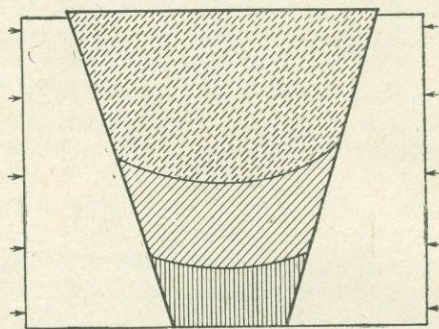


Рис. 33. Модель клинообразного блока, развивающегося как горст под воздействием бокового сжатия

Условные обозначения см. на рис. 28

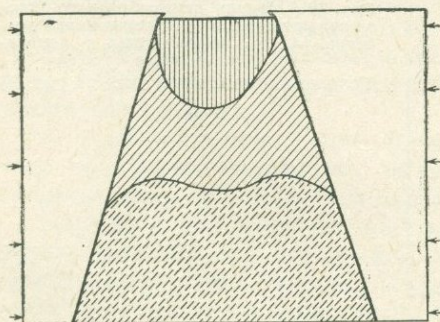


Рис. 34. Модель клинообразного блока, развивающегося как грабен под воздействием бокового сжатия

Условные обозначения см. на рис. 28

общие закономерности распределения напряжений, возникающих в тектонических структурах подобного вида под влиянием вертикального и горизонтального сжатия. Схемы моделей, направления действующих сил и картины распределения напряжений показаны на рис. 32—34. В данных экспериментах была обеспечена возможность относительного перемещения блоков.

Характерной особенностью, общей для рассматриваемых трех случаев и принципиально отличающей их от первых четырех, является то, что концентрация напряжений происходит здесь ближе к вершине блоков независимо от их ориентировки и направления действующих усилий. Это наиболее отчетливо видно на схеме последней модели блока, развивающегося как грабен под влиянием бокового (горизонтального) сжатия (см. рис. 34). Если в первых двух моделях (см. рис. 32 и 33) нарастание напряжений частично происходит, очевидно, за счет увеличения гидростатического давления, то в третьей оно приводит только к уменьшению их контрастности: увеличивается ширина зон умеренных и максимальных напряжений. Но принципиальная картина — концентрация напряжений

ближе к вершине клина — от этого не нарушается. Рост напряжений в сужающейся части клинообразного блока, очевидно, связан с возможностью беспрепятственного относительного перемещения смежных блоков.

Результаты рассмотренных экспериментов позволяют сделать следующие выводы.

1. Рудные поля в клиновидных тектонических блоках представляют самостоятельный структурный тип. По характеру распределения в них тектонических напряжений, возникающих при боковом сжатии, различаются два крайних подтипа:

а) тектонические блоки, в которых тенденция к выжиманию реализована быть не может. Напряжения в них концентрируются ближе к основанию блока;

б) блоки, которые под влиянием сжатия способны к относительному перемещению (в вертикальном разрезе). Концентрация напряжений в них происходит ближе к вершине блока.

2. На распределение тектонических напряжений внутри клинообразных блоков оказывает влияние форма ограничивающих поверхностей. Наличие участков различной ориентировки приводит в одних случаях к локальным концентрациям, в других — к ослаблениям напряжений.

Под влиянием отдельных ослабленных граней происходит концентрация напряжений во внутренней части блока. При наличии ослабленных граней вблизи обеих ограничивающих поверхностей и симметричном их расположении во внутренней части блока возникает поле ослабленных напряжений. Нагруженные грани препятствуют реализации тенденции выжимания блока и приводят к узлокальным концентрациям напряжений.

3. Сопоставление данных моделирования с распределением в породах хрупких деформаций показывает, что последние чаще всего появляются в участках контрастных переходов напряжений.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

К ТЕОРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НА ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЯХ

Необходимость количественной оценки геологических явлений и процессов в настоящее время становится все более очевидной и потому многие исследователи настойчиво ищут пути для широкого проникновения математики в геологию. Металлогенический анализ рудных районов, завершающийся прогнозной оценкой его перспектив, по самой своей сути всегда сопровождается количественными оценками разнообразных геологических явлений. Однако математизация этой работы носит еще робкий и фрагментарный характер. Поэтому можно лишь приветствовать стремление металлогенистов САИГИМС разработать, исходя из общих оснований, методы количественной оценки геологических явлений, прежде всего прогнозных запасов рудных регионов, полей, месторождений. Основные препятствия, встречающиеся на пути широкого проникновения методов математики в геологию, связаны с несовершенством геологических теорий, что применительно к эндогенным процессам неоднократно подчеркивал С. С. Смирнов. Столкнулся с этим препятствием и коллектив САИГИМС.

Авторы ясно отдают себе отчет в том, что разработанные ими приемы и методы количественного прогнозирования носят преимущественно эмпирический характер. Это, однако, не снижает значения проделанной ими большой работы.

Предлагаемая САИГИМС методика рекомендуется как для отдельных рудных тел месторождений, так и рудных районов и варьирует в зависимости от масштабов карт, структурных особенностей объекта, типа полезного ископаемого. Несомненное достоинство предлагаемой методики состоит в том, что она дает строго продуманную систему для сбора и обработки огромной геологической информации, которая накапливается по рудным районам и месторождениям. Эта система, по-видимому, всегда даст объективно правильный результат (количественный прогноз) в тех случаях, когда исходные теоретические ее основания верны и приложимы к конкретным изучаемым объектам, т. е. будут правильно выявлены рудо-контролирующие факторы и оценено их сравнительное значение для конкретного рудного региона, поля или месторождения.

В этой связи нуждаются в обсуждении вопросы о прерывистости металлогенического процесса в пространстве, порядках прерывистости и типах металлогенических целостностей, а также общий вопрос о приложимости единого геолого-аналитического метода к оценке этих целостностей. Поскольку основным объектом исследования принимается рудное поле, то методически необходимо рассмотрение тех общих особенностей эндогенных рудных полей, которые характеризуют их как особый тип металлогенической (минерагенической) целостности, качественно отличной, например, от рудных тел. Конечно, каждый рудный пояс может быть рассмотрен как сумма рудных районов, район — как сумма рудных полей, поле — как сумма участков в определенном смысле однородных. Но это не простые суммы, а всегда сложные отношения целого и части. Целое не может быть предметно исследовано и оценено только путем анализа

его частей; оно предполагает еще выяснение того взаимодействия частей с целым и между собой, которое лежит в основе самой целостности.

В системе взаимосвязей рудная провинция — рудный район — рудное поле — рудное тело каждое звено настолько специфично, что, как известно, изучается в значительной мере самостоятельными отраслями геологии с присущими им методиками. Прерывистость металлогенического процесса во времени и в пространстве для этих разных типов целостностей подчиняется разным законам и потому не может быть раскрыта с помощью единой методики, одинаково пригодной для оценки рудных поясов, районов, полей. Поэтому представляется неизбежной разработка методики количественного прогноза раздельно для главных типов металлогенических целостностей. Полноценное геотектоническое и металлогеническое районирование, как и формационный анализ оруденения, являются теми операциями, которые нормально предшествуют прогнозно-аналитическим исследованиям, так как они определяют сами разнотипные объекты исследования и их естественную соподчиненность. Тем самым намечаются рамки применимости тех или иных отправных положений для количественной интерпретации.

Предположение о большой однородности, устойчивости признаков гидротермальной деятельности в целых районах может быть принято как редкое исключение, а не правило. Количественная оценка на полиметаллы Южного Алтая, например, не могла быть убедительно проведена до тех пор, пока не выяснились совершенно специфичные геолого-металлогенические особенности этого оруденения по сравнению с полиметаллами Рудного Алтая. Оценка перспектив на медь, цинк, свинец обширных площадей самого Рудного Алтая с широко проявленными прошилитов-кварцитовыми, скарновыми и другими формациями не могла быть дана до тех пор, пока не выяснился петрогенез этих формаций и отношение их к процессам, создавшим главные рудные поля. Фактически было установлено более 10 формаций с полиметаллическим оруденением, причем каждой из них присуще специфическое отношение к литолого-стратиграфическим, структурным факторам и магматизму. Подобных примеров можно привести много. Они свидетельствуют о том, что прогноз и количественная оценка рудоносности предполагают определенную глубину теоретических решений, четкое знание специфики оцениваемого объекта, процесса и возможных пределов изменения его параметров при меняющихся определенным образом геологических условиях рудообразования.

Методика количественной оценки геологических явлений должна опираться прежде всего на обоснованные генетические классификации явлений и совершенствоваться вместе с последними. Математизация геологических явлений в этом смысле не может заменить геологический метод их изучения.

При разработке теоретических основ и методики прогнозирования особую роль играет понятие рудного поля, подход к его определению, вся проблема типизации рудных полей. Нужно подчеркнуть, что в нашей и зарубежной литературе пока преобладает структурный подход к проблеме рудного поля. Структурная очень полно разработанная классификация рудных месторождений и полей положена также в основу методики САИГИМС.

Структурное изучение полей, как показывает опыт, является обязательным условием успешного практического их освоения. Часто оно позволяет предвидеть возможность обнаружения новых залежей и соответствующим образом направлять поиски и разведку. Однако тот же опыт говорит о безусловной недостаточности одного структурного анализа для выявления причин данной группировки рудных тел, участков, месторождений, т. е. для изучения рудного поля как взаимосвязанной системы рудных тел. При самых детальных геолого-структурных исследованиях мы очень часто не можем удовлетворительно ответить на многие вопросы, от которых

прямо зависит прогноз. Например: почему рудные поля имеют данные (наблюдаемые) форму и размеры, какие факторы определили наблюдаемое количество рудных тел и их пространственное взаимоотношение? Когда поле вскрыто многими шахтами и разбурено сотнями глубоких скважин, то важнейшие рудоконтролирующие структуры, магматические тела, гидротермальные зоны оказываются выявленными, изученными и сопоставленными между собой. Однако и в этом случае остается по существу неизвестным, почему руды приурочиваются к одному структурному элементу и отсутствуют в другом аналогичном, или почему явился продуктивным данный участок зоны разлома, складки или сколовой зоны, в то время как десятки подобных же участков лишены рудоносности. Без преувеличения можно сказать, что о строении рудных полей мы знаем несопоставимо больше того, что понимаем.

Основная причина этого разрыва практики и теории заключается в отставании петрологического и термодинамического изучения рудных полей. Послемагматические рудные поля — это комплексы магматических и рудных тел, находящиеся в определенных пространственно-временных отношениях, т. е. совокупности фаз распавшейся первоначальной магматической системы. Это обязывает нас подходить к рудному полю как к особому ареалу магматизма, специфической части магматического комплекса. Такой петрологический подход ставит новые задачи. Морфогенез рудного поля, например, уже не может рассматриваться с узких позиций структурного и литохимического контроля. Он становится составной частью проблемы пространства магматического процесса и должен решаться с учетом термодинамики магмы и ее флюидов в условиях меняющихся температур, давлений и разного расстояния их от исходной точки движения. Скрытый на глубинах источник поставляет тепловую энергию, магматические внедрения и струи флюидов перемещаются в направлении наименьшего давления и по наиболее доступным путям. Этот магмотогенный поток, взаимодействуя со средой, завоевывает определенное пространство — будущее «рудное поле». Геометрические свойства этого пространства (т. е. фигура рудного поля) определяются прежде всего термодинамическими свойствами потока, зародившегося на определенной глубине и затухающего на тех или иных расстояниях от источника в результате взаимодействия с внешней средой.

Направленность потока и зависимость свойств и энтропии его от расстояния обуславливают определенную вертикальную асимметрию рудных полей, выражающуюся в том, что глубинные их части принципиально не могут быть повторены в более верхних частях ни в отношении морфогенеза, ни в отношении геохимической зональности (стадийности). В условиях глубин, где формируется главная масса магмотогенных рудных полей, газированные магмы и рудоносные флюиды выступают в качестве весьма энергоемких систем, испытывающих фазовые превращения с увеличением общего объема, нарастающие по мере движения. Колонна газированного флюида, формирующего рудное поле, на определенной критической глубине как бы стремится к взрыву, и столь бурный распад систем действительно часто происходит в определенных геологических условиях. Еще более часто рудное поле формируется прерывисто-непрерывно, т. е. существенно эволюционно, хотя и в этом случае мы явственно видим многие признаки узколокального высвобождения эндогенной энергии.

Важно подчеркнуть, что в обоих экстремальных случаях проходящий через трещиновато-пористые породы поток магматических флюидов не пассивно вписывается в геологические структуры, а весьма активно с ними взаимодействует в физико-механическом отношении. Это в известном смысле саморазвивающийся термогидродинамический поток, так как объем его является функцией расстояния, от которого зависит внешнее давление. Для газово-водных гидротермальных систем объем увеличи-

вается при перемещении в области меньших давлений, причем в гипабиссальной зоне это увеличение может быть весьма большим — в несколько раз и даже в десятки раз на протяжении одного-двух километров пути. Одним из следствий этого является естественный отбор растворами среди многочисленных потенциально возможных структурных элементов только таких, которые максимально согласуются с тенденциями саморазвития этой системы, поскольку она перемещается в пространстве.

Именно поэтому детальное изучение внешней геологической среды само по себе не может нам дать исчерпывающего знания по морфогенезу и внутреннему строению рудных полей, равно как и не может быть достаточным основанием для прогноза на глубину. При структурных исследованиях рудных полей нам в сущности всегда не хватает знания границ, геометрических свойств рудного поля как трехмерного геологического тела. Мы не имеем соответствующих классификаций, в которых бы геометрические свойства полей, их фигуры были бы причинно связаны с процессами, создавшими минерализацию данного типа. Между тем существуют фундаментальные связи между процессом (например, пегматитовым, глубинным гидротермальным, дистилляционным) и геометрией пространства, в котором проявляется этот процесс. В настоящее время учение о рудных месторождениях располагает достаточно полными сведениями о формах, размерах (и зональности) рудных тел, поскольку они являлись главными объектами изучения и эксплуатации. Современный этап развития теории, как и нужды практики, требует такой же конкретизации представлений о рудных полях как естественных металлогенических целостностях. Это вполне реальная задача.

Опыт показывает, что при глубинах детальной разведки 500—1000 м, как правило, выясняются структурные связи между системами сближенных рудных месторождений, а при необходимом развитии работ по площади — определяются внешние границы рудных полей. Корневые части многих полей также располагаются в зоне, доступной для современной буровой разведки, т. е. на глубинах 1—1,5 км. Лишь сравнительно немногочисленные поля, например, на Рудном Алтае, уходят своими корнями на глубины более 2—3 км. Поэтому, проведя обобщение фактических материалов по определенной программе, мы можем получить по каждому полно разведанному рудному полю его трехмерную модель и сделать ее объектом термодинамического, математического или другого исследования.

В основе единства рудного поля как системы взаимосвязанных магматических внедрений и гидротермальных струй лежат не только структурные факторы (факторы внешней среды), а прежде всего глубинные, эндогенные: характер источника флюидов и особенности последних, положение корней рудного поля в пространстве и т. д. Вся система гидротермальных струй, сформировавших данное рудное поле, связана не только общностью источника и строением среды, но и гидродинамически. Если данное однокорневое рудное поле представлено десятком структурно обособленных, но связанных на глубине рудных тел (подобно «рудному дереву» Кансая), то это значит, что сформировавший его гидродинамически единый поток гидротерм соответственным образом разветвлялся в определенных глубинах и условиях. Это единство потока и его определенное свойство менять форму и внутреннее строение в зависимости от внешних условий определяют закономерность типов фигур рудных полей, их асимметрию и предельные размеры их фигур для определенных процессов и условий.

Как показывает обобщение обширных опытных данных, среди гидротермальных широко распространены рудные поля бескорневые (ореольные), многокорневые и однокорневые. В отношении структурно-морфологическом и даже генетическом это образования скорее гетерогенные. К ним не могут быть успешно применены единые подходы при прогнозировании оруденения на глубину.

При разработке методики оценки, пожалуй, наиболее распространенной группы однокорневых полей целесообразно выделять на первых порах три главных их морфологических типа: конический, плоский, комбинированный. Удобно их различать по количественным параметрам, например, по отношению максимальной длины поля (a) к его характерной ширине (b), введя понятие коэффициента уплощенности (линейности) фигуры рудного поля ($\frac{a}{b}$). Для конических он условно принят равным менее 3, линейных — более 10, комбинированных — от 3 до 10. Коэффициент выражает в самой общей форме влияние крутопадающих план-параллельных анизотропий геологической среды на морфологию восходящего потока жидкостей и газов, сформировавших рудное поле. В зонах особо подвижных крутопадающих рудоносных разломов (например, Дегтярском на Урале, Белоусовском на Алтае) этот коэффициент достигает значений 200 и более.

Целесообразно ввести также понятие коэффициента вертикальной протяженности поля, который можно выразить, например, как отношение максимальной длины поля к вертикальному расстоянию между верхней выклинкой поля и его корнем, т. е. $\frac{a}{\sigma}$. Этот параметр снимается со сводной продольной проекции полно разведанного рудного поля. Коэффициент имеет довольно узкие пределы изменений для месторождений определенных генетических типов. Для семи крупных колчеданных месторождений Урала он варьирует в пределах 2,5—6,0, для четырех месторождений Рудного Алтая — 1,3—3,0.

Однокорневые поля совершенно необходимо также разделять по признаку разной их ориентировки в пространстве. Следует учитывать, что мы подсознательно широко пользуемся умозрительной концепцией «восходящих вертикально растворов». В действительности же вертикальные рудные поля редки, так как потоки эндогенных жидкостей в гипабиссальной зоне с ее анизотропией совершают меньшую работу при миграции по наклонным путям, чем по вертикальным. Угол наклона может быть пологий. Известны случаи, когда фронтальные части рудного поля отстоят по горизонтали на значительных расстояниях (до 3—4 км) от его корней. Соответственно четко различаются односторонние (полностью асимметричные) и двухсторонние симметричные поля. В природе условия миграции жидкостей по простиранию контролирующих структур характеризуются чаще промежуточными обстановками и потому в разной мере асимметричные двухсторонние рудные поля — явление характерное.

Применительно к однокорневым полям имеются основания говорить об отложении подавляющей массы веществ выше корневых частей полей, т. е. в областях, где происходит расширение и разветвление потока эндогенных жидкостей и газов, формирующих рудные поля. Среди многих десятков изученных гидротермальных полей у нас нет примера, когда бы основные массы руд сосредоточивались в области корня или уходили от него вниз в виде штоко-трубообразных или иных тел. Напротив, прослеживая все рудные тела и их системы по склонениям, мы всегда наблюдаем то постепенное, то быстрое выклинивание их по мере приближения к корню рудного поля, так что корневая часть поля — узлокаленированный структурный узел в основании поля — содержит лишь маломощные проводники, вкрапленники, обособленные мелкие рудные тела, объем которых мал. Разветвление рудных тел и вообще гидротермальных зон происходит в направлении от корня к фронту рудного поля. Не только объемы руд, но и количества рудных тел нередко являются функцией расстояния от корней рудного поля и эти важнейшие параметры нельзя получить, изучая внешнюю среду рудообразования.

В заключение отметим, что, делая рудные поля объектом точного исследования, мы должны отказаться в теории от представлений о рудных

полях как неких бесформенных и безразмерных абстракциях — известной совокупности структурных элементов, контролирующих определенную минерализацию. Рудные поля необходимо представить как естественные природные тела, так как только такие тела, говоря словами В. И. Вернадского, изучаются натуралистом реально, будь-то геолог, физик или математик. Такая конкретизация объекта исследования становится на современном этапе наших эмпирических знаний вполне возможной, но она предполагает выполнение трудоемкой работы по обобщению данных по морфогенезу на многих детально разведанных рудных полях. После завершения этой стадии работ и обобщения опыта применения эмпирических методик, для чего потребуются хорошо скоординированные коллективные усилия, будут заложены необходимые основы теории и метода количественного прогноза рудоносности для рудных полей разного генезиса и структурно-морфологического типа.

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ И СОСТАВЛЕНИИ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

В последнее десятилетие для всей территории Советского Союза составлены обзорные металлогенические карты мелких масштабов, а для важнейших горнопромышленных регионов — как комплексные, так и пометальные металлогенические карты более крупных масштабов.

Мелкомасштабные металлогенические карты отражают лишь общие черты проявления оруденения в пространстве и во времени. На них произведено металлогеническое районирование, по совокупности признаков очерчены в большинстве случаев комплексные многометальные металлогенические зоны, а иногда и рудоносные площади. Вследствие мелкого масштаба карт на них не всегда достаточно полно отражена зависимость образования месторождений и их распределение от геологических и прочих факторов. На некоторых картах совместно показаны эндо- и экзогенные месторождения, возникновение которых обусловлено различными причинами, которые трудно отразить на одной и той же карте. Многие карты не показывают место магматических образований и связанной с ними минерализации в историко-тектоническом развитии подвижных поясов и других крупных структур земной коры. На них не всегда видно, что эндогенная минерализация является лишь звеном в общем процессе геологического развития того или иного региона. Несмотря на отмеченные недостатки обзорные карты имеют большое теоретическое и практическое значение, являясь научной основой для планирования детальных геологосъемочных и поисковых работ.

В последние годы особое внимание уделяется металлогеническим исследованиям и составлению металлогенических карт среднего и крупного масштаба. Они служат для выделения относительно небольших блоков земной коры, перспективных в отношении выявления оруденения, в том числе и скрытого. Выясняется роль всех слагающих район геологических образований в локализации оруденения, значение всех факторов, определяющих размещение месторождений в пространстве и во времени в конкретной геологической обстановке.

Детальные металлогенические исследования осуществляются почти всеми производственными и многими научно-исследовательскими геологическими организациями. Однако в их проведении и организации имеются существенные недостатки. Это во многом объясняется тем, что металлогения находится по существу на путях научного поиска. Пока еще не выработаны принципы и методы этих исследований и не разработаны единые системы условных обозначений для карт. В некоторой степени этот пробел восполняют работы коллектива геологов ИГЕМ АН СССР под редакцией Е. Т. Шаталова, а также работы среднеазиатских, украинских, уральских и некоторых других коллективов геологов. Предложенные

в этих работах принципы составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт и условные обозначения к ним с некоторыми дополнениями и изменениями используются различными организациями, осуществляющими подобные исследования.

Большинство составляемых в настоящее время средне- и крупномасштабных металлогенических карт представляет собой совмещение так называемой «основы» и «полезной нагрузки». В результате анализа размещения месторождений и их признаков, а также выявленных рудо-контролирующих факторов очерчиваются площади с известным и предполагаемым оруденением, в различной степени перспективные для постановки поисков на те или иные виды полезных ископаемых, иногда намечаются перспективные для поисков месторождений локальные участки, производятся оценки недостаточно изученных месторождений и рудопроявлений. Следует отметить, что за редким исключением на металлогенических картах не получают четкого графического отражения взаимосвязь оруденения с теми или иными геологическими образованиями и не видна обоснованность перспективности выделенных площадей.

Объектами металлогенических исследований среднего и крупного масштабов являются месторождения и рудопроявления, прямые и косвенные признаки их, геологические образования и все явления, которые прямо или косвенно ведут к накоплению и локализации оруденения.

Природные процессы образования эндо- и экзогенных месторождений существенно различны и составление для них металлогенических карт должно вестись в различных планах, но с учетом взаимосвязи и эндо- и экзогенных процессов. При исследовании площадей с развитием эндогенной минерализации необходимо изучать: все известные месторождения района, знать месторождения сопредельных и однотипных районов, все особенности минерализации; стратиграфические и литолого-фациальные особенности района; вещественный состав пород и их физико-механические свойства; тектонические структуры; магматические образования; метаморфизм, его роль в возникновении минерализации и последующее влияние на руды; глубину формирования месторождений; явления горизонтальной и вертикальной зональности в распределении минерализации; региональные и околожильные метасоматические преобразования пород, а также экзогенные изменения пород и руд; глубину эрозионного среза геологических структур; геофизические поля, геохимические особенности всех слагающих район образований, состав подземных вод.

При исследовании площадей с экзогенной, а также со стратифицированной минерализацией помимо перечисленного необходимо изучать климат и ландшафты эпохи рудообразования; области сноса, источники питания, области аккумуляции; характер среды переноса рудного вещества; условия осаждения рудного вещества в области седиментации, а также его изменения в процессе диагенеза, катагенеза и метагенеза; особенности развития коры выветривания и прочие процессы экзогенного изменения пород. При изучении россыпей решающее значение приобретает оценка геоморфологических особенностей района.

Кроме перечисленных важно выяснение и других факторов; к ним относятся: геотермический градиент, неоднородности строения и состав земной коры и верхней мантии, физико-химические условия рудоотложения.

Металлогенические карты среднего и крупного масштабов несколько различаются по предъявляемым к ним требованиям и разрешаемым задачам. Среднемасштабные карты (1 : 200 000, 1 : 100 000) могут охватывать обширные районы с разнообразным геологическим строением и многочисленными типами минерализации. На них должны быть отражены стадии и этапы геологического развития территории (геосинклинальных и платформенных областей), связанные с ними процессы магматизма и минерализации. В то же время на них необходимо подчеркивать те гео-

логические образования и явления, которые определяют локализацию отдельных видов и типов минерализации в конкретных участках.

Крупномасштабные металлогенические карты в отличие от средне-масштабных составляются преимущественно для небольших площадей, чаще всего для районов с определенными видами и типами полезных ископаемых или относительно небольшим набором их. Такие площади соотносятся частям металлогенических зон, рудным узлам и полям (выделенным на мелко-среднемасштабных картах), для которых уже выявлены важнейшие факторы контроля оруденения.

Задачами крупномасштабных металлогенических исследований являются выделение конкретных участков для постановки поисково-разведочных и разведочных работ, выяснение перспектив известных на территории месторождений и проявлений полезных ископаемых, оконтуривание предполагаемых рудных залежей, в том числе и скрытых.

Конечной и главной целью металлогенических исследований является геологический прогноз и определение того комплекса работ, который требуется провести, чтобы реализовать его. Под геологическим прогнозом следует понимать ожидаемые запасы или предвидение изменений в состоянии запасов минерального сырья в различных категориях металлогенических площадей (зонах, узлах, полях, месторождениях на этих площадях). Прогноз должен иметь количественное, цифровое, выражение. При этом важно предвидение возможности обнаружения крупных и богатых месторождений. Важно также учитывать ценность минерального сырья, потребность народного хозяйства в нем, реальные масштабы и возможные сроки развития добывающей промышленности.

Единственным пока методом геологического прогноза является метод простых аналогий — сравнения прогнозируемой площади с аналогичной по геологическому строению, но с уже выявленными минеральными ресурсами. Метод этот имеет в основном качественный характер. Основным же приемом количественной оценки любой металлогенической площади пока является геолого-статистический, основанный на определении коэффициента рудоносности на единицу объема, площади или длины. Разработка других методов количественной оценки металлогенических площадей крайне важная, но очень трудная задача.

Металлогеническая карта самостоятельна, так же как и другие карты геологического содержания — тектонические, геоморфологические, гидрогеологические и пр. Поэтому она не может, как это сейчас практикуется, иметь какие-то «специализированные» основы — геологическую, тектоническую, структурно-литологическую, тектоно-магматическую или иную. И геологический фон и металлогеническая нагрузка карт должны составлять единое целое. Все геологические образования и явления, показываемые на карте, должны рассматриваться и отражаться в условных обозначениях в металлогеническом аспекте, т. е. при чтении карт должно быть видно, какое, прямое или косвенное, отношение имеют геологические образования, процессы и явления к образованию и размещению месторождений и проявлений полезных ископаемых.

Металлогенические карты будут отвечать своему назначению, если на них будет видна обоснованность выделения и перспективности тех или иных металлогенических площадей, а также обоснованность и достоверность прогнозной оценки территории и рекомендаций по дальнейшему направлению работ.

При металлогенических исследованиях помимо обобщения всех имеющихся материалов в значительных объемах должны осуществляться полевые и лабораторные работы для изучения рудоконтролирующих факторов, выяснения их роли в образовании, распределении и локализации оруденения, а намечающиеся факторы его контроля необходимо проверять и подтверждать непосредственно в поле.

ПРИМЕНЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В настоящее время можно считать уже доказанным, что одно из видных мест в решении теоретических и прикладных вопросов в геологических науках призваны занять математические методы (Решение первого сибирского совещания..., 1966). Наиболее широкое применение они нашли в геохимии, литологии и петрохимии. Отдельные работы советских, американских, французских геологов показали, что при металлогенических исследованиях дает хорошие результаты применение некоторых математических методов (корреляционный и тренд-анализ, оценка информативности геологических признаков, математическое моделирование).

Примером удачного использования тренд-анализа геологических признаков могут служить результаты изучения перспектив золотоносности рудного района (Tuebe, 1964). Все имеющиеся геологические данные были разделены на две группы: 1) непараметрические, 2) параметрические. В каждой из групп выделены надежные признаки (порогом в данном случае служил 10%-ный уровень значимости). Для параметрических данных получены уравнения тренд-поверхности и построены карты. Рассмотрение тренда, характеризующего распределение рудных залежей на изучаемой площади, показало, что существуют два типа перспективных структур, приуроченных к образованиям ларамийской фазы складчатости. После сопоставления полученных результатов с непараметрическими данными были построены прогнозные карты, где достаточно точно выявились участки, наиболее благоприятные для локализации золотоносных жил. Прогноз подтвержден разведкой.

Аналогичные работы проводились в Южной Африке при оценке перспективности золоторудных районов и также дали положительные результаты (Kriege, 1964). Также успешно анализ тренд-поверхностей применялся американскими учеными для выявления региональных и локальных структурных компонентов в условиях пологого залегания пород (Merriam a. Lippert, 1964). Изучались вариации мощностей пород в интервалах между стратиграфическими горизонтами. Сравнение тренд-поверхностей последовательно по интервалам и по горизонтам позволило выделить основные типы структур и построить общую модель структурного развития во времени области верхнепалеозойских отложений в Центральном Канзасе. По мнению авторов работы, применение тренд-анализа позволяет быстро и сравнительно точно оценивать аналогичные по структуре, но малоизученные области путем интерполяции данных и проецирования модели структур, полученных для хорошо изученных областей. К сходному выводу пришли В. Крумбайн и Ф. Граубилл (Krumbein a. Graubill, 1965), разбирая возможности применения линейных моделей при анализе геологических карт.

В последнее время получили распространение методы оценки информативности геологических признаков. Ценной особенностью этих методов является возможность получения надежных выводов на основе изучения качественных и полуквантитативных признаков. Информационные методы легли в основу работы французских ученых Дж. Дерек, И. Саркид и Дж. Троли (Derec, Sarcid et Trolly, 1964). Рассмотрев металлогеническую карту Франции, они оценили количество информации, которое вносят отдельные геологические признаки, и для составления металлогенического прогноза выбрали наиболее информативные из них. Исходным было принято положение о том, что для металлогенического анализа основными являются две группы факторов: 1) касающиеся геологического строения объектов, 2) отражающие их металлогеническое содержание. В первой группе рассматривались следующие факторы: а) региональная геологическая обстановка, общая для групп месторождений внутри районов с относительной геологической однородностью, б) локальная обста-

новка отдельных месторождений, в) тип орогенического пояса. Набор всех типов факторов выбирался так, чтобы внутри группы типы факторов были взаимоисключающими. Единицей или ячейкой обработки служило каждое из месторождений, обозначенных на металлогенической карте Франции и все статистики вычислялись применительно к ячейке обработки. Все данные по месторождениям кодировались и наносились на машинные карты-индексы. Кодирование собственно геологической информации (первая группа факторов) сводилось к такой трансформации данных, чтобы они представляли собой ответ на вопрос относительно принадлежности к выбранным типам факторов. Принципиально имеется возможность получить три категории ответов: «да», «нет», «не знаю». Первые два рассматривались как единицы информации, а третий служил показателем информационного уровня изучаемых факторов, для которых в некоторых случаях требовалась дополнительная информация.

Для оценки качества геологической информации разработана древовидная структура информационных уровней. Например, при рассмотрении результатов изучения вмещающих пород приняты такие градации:

1 — уровень первого порядка — породы изучены макроскопически;

2 — уровень второго порядка — породы изучены под микроскопом;

3 — уровень третьего порядка — породы охарактеризованы анализами.

Структура информационных уровней оценки парагенезисов минералов разбивалась на четыре порядка:

1 — парагенезисы месторождений, которые являлись объектами весьма капитальных работ (в данном случае 1,5% общего количества месторождений);

2 — парагенезисы, изучавшиеся горно-геологической службой с использованием минераграфических методов (5—10% общего числа);

3 — парагенезисы, недавно описанные макроскопически (20—25% общего числа);

4 — плохо известные парагенезисы, описанные либо много лет назад, либо вообще не описанные (60—70% общего количества).

Изучение парагенезисов минералов проводилось с учетом того, что каждый минерал представляет собой независимый фактор, относительно которого могут быть получены ответы: «присутствует», «отсутствует», «неизвестен». Единицей информации являлся только факт присутствия минерала, отсутствие его рассматривалось как неполноценная единица информации и требовалось выяснение информационного уровня изученности месторождения и степени легкости обнаружения минерала.

Если минерал распространен широко, но диагностика его затруднительна, то проводилась оценка степени легкости обнаружения минерала с помощью специального коэффициента — диагностического индекса.

Металлохимическая информация (факторы второй группы) касается запасов и размеров месторождений; как правило, она выражается количественными характеристиками и поэтому легче кодируется и обрабатывается. Конечным результатом работ являлась предварительная оценка запасов руды, сравнение на этой основе типов месторождений и разработка прогноза. Основным условием было точное установление положения контура забалансового оруденения. Окончательный результат представлялся в виде логарифмической кривой $\frac{\text{запас}}{\text{содержание}}$.

Оценка размеров месторождений сводилась к определению двух показателей: 1 — отношение запаса металла данного месторождения к сумме запасов этого металла в мировых месторождениях сходного типа; 2 — отношение запаса металла в месторождениях к металлу, содержащемуся в 1 м³ вмещающих пород, и сопоставление этих отношений с региональным кларком для данной породы. Введены понятия «виртуальное месторождение» или «стерильная площадь», т. е. такая ячейка, в которую входили бы точно установленные неперспективные районы.

При обработке данных широко применяется корреляционный анализ. Например, изучается группа полиметаллических месторождений n , внутри нее выделяются подгруппы существенно свинцовых (a), существенно цинковых (b) и тех месторождений, которые содержат свинец и цинк в равной или почти равной мере (l_{ab}). С помощью коэффициента $\rho = \frac{n \cdot l_{ab} - ab}{\sqrt{ab(n-a)(n-b)}}$ выясняется степень сходства между a и b , рассматриваются соотношения $\frac{l_{ab}}{a}$ и $\frac{l_{ab}}{b}$. Коэффициент ρ меняется от -1 до $+1$.

Несколько иная методика оценки информации, отраженной на геологической карте, была предложена И. Г. Клушиным (1966). Он использовал меру связи между геологическими признаками и геологическими объектами, выражая ее через условные вероятности $P(A_k/B_i)$ и $P(A_k/\bar{B}_i)$, характеризующие вероятность появления признака A_k при наличии или отсутствии объекта B_i . Количество информации определялось как

$$\log \frac{P(A_k/B_i)}{P(A_k/\bar{B}_i)} = I_k(B_i) - I_k(\bar{B}_i) = \Delta I_{ki},$$

где $I_{k B_i}$ и $I_{k \bar{B}_i}$ — количество информации о наличии или отсутствии объекта типа B_i , содержащееся в признаке A_k .

Карты распределения наиболее информативных признаков могут впоследствии использоваться как промежуточные документы при составлении прогноза.

К числу методов, которые позволяют эффективно оценивать закономерности, выделенные на чисто геологических основаниях, относятся методы создания математических моделей геологических объектов. Интересная работа по созданию с помощью ЭВМ гипотетической модели рудных и безрудных железистых кварцитов и определению перспективности новых районов на основе сравнения с этими моделями была выполнена американскими исследователями (Howd, 1964). Обоснованием служила теория таксономии, позволившая сравнивать и количественную и качественную информацию, относящуюся к множеству объектов с большим числом признаков. Для создания модели продуктивных и безрудных железистых кварцитов из нескольких промышленных и безрудных районов было отобрано 112 образцов. Каждый из них подробно описывался, анализировался и характеризовался 140 признаками, из которых 70 было петрографических, 70 химических. На основании сравнения признаков для каждого образца были вычислены следующие характеристики:

- 1) рамификационный номер — число, показывающее, сколько образцов имеют не меньше одного общего признака со сравниваемым образцом;
- 2) коэффициент подобия — частное от деления числа признаков, общих для двух сравниваемых образцов, на сумму всех признаков обоих образцов;

3) иерархическая величина — сумма всех коэффициентов подобия. В соответствии с изменением рамификационного номера и иерархической величины от большего значения к меньшему строились отдельные таблицы для каждого признака. Признаки, общие для рудных и безрудных образцов, исключались, числовые характеристики перевычислялись. После серий таких испытаний из первоначальных 140 были оставлены 50 признаков, характеризующих группу рудных и безрудных образцов. Правильность подобного разделения была проконтролирована данными геологов о пространственной и структурной приуроченности к рудным залежам или к непродуктивным пластам. Согласованность данных фактического и гипотетического определения была весьма высокой.

В дальнейшем с этими моделями сравнивались образцы из районов, перспективность которых требовалось установить. Для них вычислялись те же характеристики; на основании сравнения устанавливалась при-

надлежность к группе рудных или безрудных образований и составлялся общий прогноз.

В Советском Союзе проводились сходные работы, но по несколько иным программам («обобщенный портрет», «распознавание образа» и др.).

Каждый из описанных выше методов в определенной степени повышает надежность и обоснованность геологических выводов, но не является универсальным и годится для решения отдельных частных задач. Между тем наиболее благоприятные возможности открывает комплексный подход к проблеме хранения, поиска и последующей переработке информации. Такой подход продемонстрирован в последних работах американских геологов.

В геологической службе США используется сочетание информационно-поисковых систем (ИПС) и системы вычислительных программ, благодаря чему по запросу данные автоматически отыскиваются, контролируются и поступают для обработки в соответствии с заданными вычислительными программами, а затем выдаются либо в печатном, либо в графическом (в том числе и картографическом) виде (Miesh a. Eicher, 1964).

Эффективность подобного метода очевидна, но зависит она от многих причин и, в частности, от точности формулировки запросов и четкости работы ИПС, что в свою очередь почти целиком определяется качеством информации. Контролю качества информации, разработке поисковых признаков, обеспечивающих точную и объективную характеристику геологических объектов, исключающую ввод в систему неясных генетических построений, должно придаваться первостепенное значение. В этом отношении представляет интерес и введение 10%-ного уровня значимости для количественных данных, применяемого в американских работах, и шкалы оценок достоверности качественной информации, практикуемые канадскими геологами, и предлагаемые французскими металлогенистами древовидные структуры информационных уровней. Большое значение имеет и степень представительности данных, включаемых в ИПС и используемых при металлогенических построениях.

В настоящее время при сравнении петрохимических, минералогеохимических и других характеристик пород, руд, минералов часто никак не учитывается разнородность способов опробования, объема выработок и т. п. Вопросы эти применительно к целям металлогенического картирования и прогнозирования, как правило, не рассматриваются. На описанном выше примере разработки количественной оценки металлогенической карты Франции ясно видно, что конечные выводы во многом определяются тем, как выбран объем «ячейки обработки» — включены ли в него все проявления рудной минерализации или только те, которые имеют промышленную ценность.

Дальнейшее развитие машинных методов обработки информации, в том числе и создание ИПС для геологической информации в СССР, требует в первую очередь улучшения качества аналитических данных, усовершенствования системы сбора полевых наблюдений и разработки систем автоматического контроля надежности и качества информации, подобных тем, какие уже используются в других областях науки, например в медицине. Только при удачном решении этих и многих других нерешенных проблем откроются пути к основной цели — разработке информационно-логических систем, позволяющих автоматически получить быстрый и точный прогноз.

СТРУКТУРНОЕ КАРТИРОВАНИЕ В КОЛЧЕДАНОСНЫХ РАЙОНАХ ЮЖНОГО УРАЛА И МАЛОГО КАВКАЗА

Колчеданные месторождения Южного Урала и Малого Кавказа размещаются в эффузивно-осадочно-интрузивных комплексах альбитофиро-диабазового и в меньшей мере альбитофиро-андезитового состава.

Преобладающие в составе этих комплексов интрузивные породы представлены преимущественно субвулканическими и гипабиссальными альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, диабазами, дацитовыми, андезитовыми и диабазовыми порфирирами, их брекчиями и туфоподобными породами. По составу и облику эти породы часто неотличимы от вмещающих их эффузивно-туфовых образований.

На Южном Урале в Магнитогорском синклинории колчеданные месторождения размещаются почти исключительно в карамалыташском и баймакском эффузивно-интрузивных комплексах. Эффузивные и пирокластоосадочные породы из состава этих комплексов соответственно относятся к эйфелю и верхнему силуру. На Малом Кавказе колчеданные месторождения залегают в рудоносных комплексах, эффузивные и пирокластоосадочные отложения которых датируются нижней и средней юрой.

Рудовмещающие комплексы в обоих регионах покрываются обычно безрудными эффузивными пирокласто-осадочными отложениями. В Магнитогорском синклинории последние принадлежат среднему и верхнему девону, а также нижнему карбону; на Малом Кавказе это верхнеюрская туфопесчано-конгломератовая толща.

Угловое несогласие в залегании эффузивно-интрузивных и эффузивно-осадочных комплексов свидетельствует о двухъярусном строении колчеданосных территорий.

Хорошо известно важное значение складчатых и разрывных нарушений в локализации колчеданного оруденения. Поэтому выявление и картирование структурных элементов является необходимым условием успешного прогнозирования перекрытого и скрытого колчеданного оруденения. Наиболее полное представление о морфологии складчатых структур и разрывных нарушений, а также составляемых ими в совокупности глыбово-складчатых структурных форм можно получить при структурном картировании в изолиниях. Основу такого картирования составляют наблюдения над условиями залегания стратифицированных геологических образований. По характеру проявления слоистости эффузивно-интрузивные комплексы нижнего структурного яруса рассматриваемых колчеданосных регионов существенно отличаются от эффузивно-осадочных комплексов верхнего яруса.

Эффузивно-осадочные комплексы верхнего структурного яруса представлены преимущественно ясно слоистыми флишеидными отложениями, что позволяет почти повсеместно производить массовые замеры элементов залегания отдельных слоев. Последнее благоприятствует построению структурных карт в стратизогипсах подошвы верхнего структурного яруса.

Ввиду того что подошва верхнего структурного яруса слабо вскрыта буровыми скважинами, схематические структурные карты в изогипсах строятся методом геологических профилей с уточнениями по данным карт мощностей. Примером структурной карты верхнего яруса, выполненной в изогипсах, может служить карта Сибайского и Баймакского рудных районов Магнитогорского синклинория, построенная по подошве среднедевонского — нижнепермского структурного яруса, вошедшая в сводную структурную карту этих рудных районов (рис. 35).

Аналогичная карта Кафанского рудного поля на Малом Кавказе построена по подошве верхнеюрских отложений (рис. 36). На ней отчетливо видно, что Кафанское рудное поле (по верхнему структурному ярусу) представляет собой систему кулисообразно расположенных брахиантиклинальных складок общекавказского простирания, тогда как ранее (Мкртчян, 1958) оно рисовалось в виде единой флексуобразно изогнутой брахиантиклинали. Помимо новой трактовки складчатой структуры верхнеюрских отложений эта карта позволила уточнить положение некоторых известных разломов, а в ряде случаев и впервые установить крупные разрывные нарушения. Однозначно разрешился вопрос об амплитуде

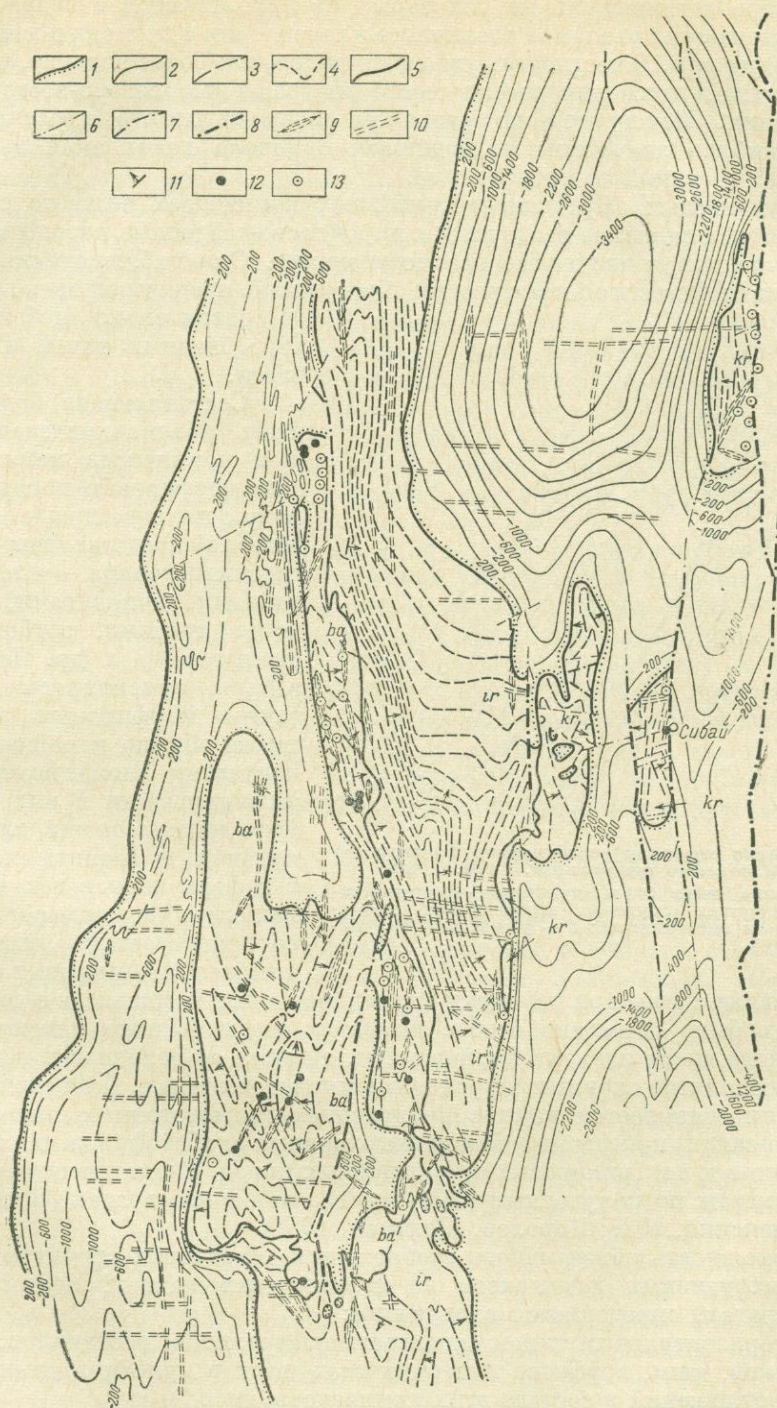


Рис. 35. Схематизированная структурная карта Сибайского и Баймакского рудных районов.
По А. С. Бобохову, И. С. Вахромееву, Ф. Н. Рянскому

1 — граница структурных ярусов; 2 — изостраты основания среднедевонского — нижнепермского структурного яруса, отстроженные с учетом карты мощностей улугтауской свиты; 3 — то же, отстроженные приблизительно; 4 — изостраты силурийско-среднедевонского структурного яруса, проведенные через 300 м; 5 — границы баймакского (ba), ирендакского (ir) и карамалытского (kr) аффузивно-интрузивных комплексов силурийско-среднедевонского структурного яруса; 6 — разрывные нарушения с амплитудой до 300 м; 7 — то же, с амплитудой от 300 до 500 м; 8 — то же, с амплитудой более 500 м; 9 — зоны повышенной трещиноватости; 10 — ослабленные тектонические зоны (скрытые разломные структуры); 11 — элементы залегания пород; 12 — месторождения колчеданного типа; 13 — рудопоявления колчеданного типа

и характере перемещений по некоторым из них, а также о возрастных взаимоотношениях разломов различного направления и времени последних движений по ним. В частности, отчетливо видно, что более поздние, послесреднеюрские, движения имели место по разломам северо-восточного простирания. Между тем по разломам северо-западного простирания сколько-нибудь значительных подвижек с начала накопления верхнеюрских образований не происходило.

В рудоносных эффузивно-интрузивных комплексах нижнего структурного яруса слоистые осадочные и пирокласто-осадочные породы имеют большей частью подчиненное распространение. Они наблюдаются среди лишенных слоистости магматических образований преимущественно в виде сравнительно небольших обособленных пачек и прослоев.

Составляющие большую часть объема колчеданосных комплексов магматические порфиновые породы наряду с покровами и силлами широко представлены несогласными телами — штоками, дайками, хонолитами, секущими линзами, трубообразными телами и др. Поэтому замеры ориентировки контактов порфиновых тел, а также обычно параллельных контактам полосчатости и флюидалности в них могут быть использованы для выявления и анализа складчатых форм лишь в тех немногих случаях, когда согласное со слоистостью залегание этих тел не вызывает сомнения.

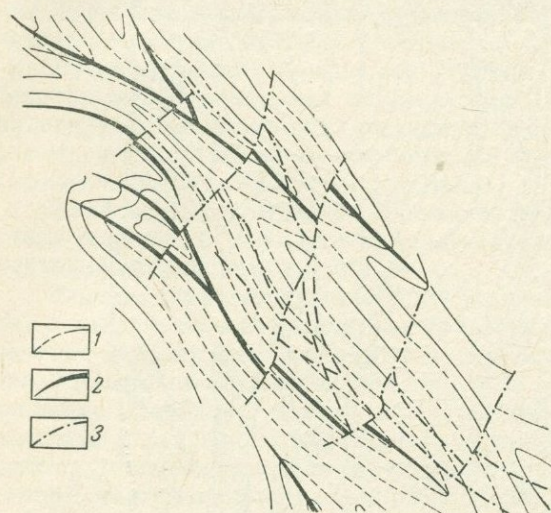


Рис. 36. Схема структуры верхнеюрского структурного яруса Кафанского рудного поля. По Ю. А. Лейе

1 — изостраты через 100 м (пунктиром — интерпретация на участках отсутствия верхнеюрских отложений); 2 — оси антиклиналей; 3 — разрывные нарушения

В связи с этим при изучении колчеданосных комплексов в полевых условиях было обращено особое внимание на выявление максимального возможного числа элементов слоистости, а также ее реликтов и неповернутых ксенолитов слоистых пород в магматических телах. Происхождение последних связывается нами с проявлением магматогенного замещения (порфиризации) при формировании интрузивных альбитофиров, порфиров, порфиритов и внутрикоровых туфоподобных пород. Схематические структурные карты по полученным замерам строятся в изостратах (Вологдин, Предтеченский, 1937; Королев, Шехтман, 1954).

Возможность объективного отображения складчатых структур эффузивно-интрузивных комплексов на структурных картах, построенных в изостратах, определяется следующим:

1) горизонтальным типом слоистости алевролитов, песчаников, туфопесчаников, яшм, туффитов и прочих осадочных и вулканогенных обломочных отложений в составе этих комплексов;

2) устойчивостью мощностей прослоев и пачек эффузивно-пирокласто-осадочных отложений, наглядно выявляющейся в участках малого развития субвулканических и гипабиссальных порфириновых интрузий;

3) признаками становления субвулканических и гипабиссальных интрузий порфиринов, альбитофиров и порфиритов массивного и обломочного сложения без существенного нарушения слоистой структуры замещаемых отложений, реликты которых могут быть прослежены в порфириновых

интрузиях в виде «структур просвечивания» (термин Г. Л. Поспелова, 1965).

Опыт показывает, что при внимательном картировании хорошо и удовлетворительно обнаженных эффузивно-интрузивных комплексов обычно удается выявить достаточное число замеров слоистости для объективного построения схематических структурных карт в изостратах и тем самым раскрыть важные черты геологии рудоносных комплексов.

Так, в результате построения в изостратах структурной карты Карамалыташской антиклинали удалось выявить различия морфогенетических особенностей складок карамалыташского комплекса и улутауской свиты и тем самым убедительно доказать ярусную структуру этой антиклинали (Бобохов, Вахромеев, 1965). По несовпадению изострат на смежных участках карты отчетливо выявился также ряд разрывных нарушений, не выделявшихся ранее в ядре антиклинали. Анализ расположения изострат и их сопоставление с положением подошвы улутауской свиты на крыльях разрывных структур позволили определить морфогенетические особенности этих разрывных нарушений и оценить амплитуды перемещения раздельно для этапа, предшествующего накоплению улутауской свиты, и более позднего.

Угловое несогласие в залегании силурийско-среднедевонских и среднедевонских — нижнепермских отложений Сибайского и Баймакского рудных районов ясно читается и на сводной структурной карте этого региона (см. рис. 35). Нижний структурный ярус выполнен в изостратах, а верхний, как отмечалось выше, — в изогипсах. На Малом Кавказе для Кафанского рудного поля построение (в изостратах) схематической карты нижне-среднеюрского структурного яруса позволило установить, что слагающие его породы смяты в складки антикавказского, северо-восточного, простирания (рис. 37). Это дало возможность на принципиально новой основе рассмотреть историю формирования структуры (Котляр, Лейе, 1966).

Структурные карты в изостратах значительно облегчают определение последовательности в смене различных пород и фаций эффузивно-интрузивных комплексов в стратиграфическом разрезе и по простиранию. С их помощью могут получить убедительное решение и вопросы стратиграфических соотношений эффузивно-интрузивных комплексов. Например, в Магнитогорском синклинии до последнего времени оставался невыясненным вопрос о стратиграфических соотношениях баймакского и карамалыташского рудоносных комплексов с разделяющим их в плане ирендыкским комплексом. Согласно общепринятой стратиграфической схеме эти комплексы под названием баймак-бурибаевской, ирендыкской и карамалыташской свит размещаются в обычной стратиграфической последовательности один под другим. Однако при структурном картировании в изостратах выяснилось, что на широте городов Сибая и Баймака (см. рис. 35) при субмеридиональном простирании ирендыкского комплекса слоистые отложения в нем и в прилегающих частях баймакского и карамалыташского комплексов залегают с северо-западным простиранием и границы между комплексами пересекают наложения в них. В то же время границы между комплексами не представляют разрывных нарушений большой амплитуды (Вахромеев, 1967). Это свидетельствует о том, что значительные части баймакского, ирендыкского и карамалыташского эффузивно-интрузивных комплексов занимают одно и то же стратиграфическое подложие.

Приведенные примеры показывают, что составление структурных карт в изолиниях для колчеданосных районов обеспечивает успешное решение ряда задач общегеологического и прикладного значения, которые на обычных геологических картах, составленных на основе применения литолого-петрографического метода, решаются значительно менее наглядно.

Рассмотренными вопросами не ограничиваются возможности структурных карт в колчеданосных районах. Эти данные позволяют также решать следующие задачи.

1. Путем сопоставления изогипс подошвы эффузивно-осадочных комплексов верхнего структурного яруса с топографической основой определять глубины залегания рудовмещающих комплексов, что имеет важное значение при планировании поисков скрытого оруденения. Учитывая

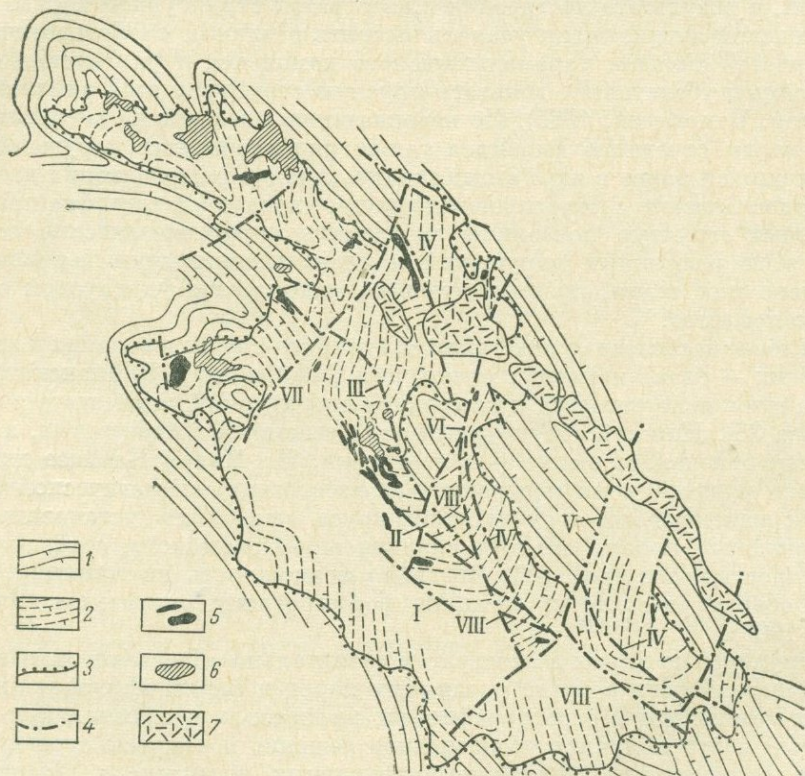


Рис. 37. Схема структуры Кафанского рудного поля. По Ю. А. Лейе

1 — верхнеюрский структурный ярус (изогипсы проведены через 100 м); 2 — нижне-среднеюрский структурный ярус (изогипсы проведены через 100 м); 3 — границы структурных ярусов; 4 — разрывные нарушения; 5 — выходы кварцевых порфиров; 6 — выходы кварцевых альбитофиров; 7 — потоки четвертичных андезито-базальтов

возможную активную роль поверхности углового несогласия в локализации оруденения, карты подошвы верхнего структурного яруса приобретают значение и в качестве картографического отображения важного рудоконтролирующего элемента.

2. Путем несложных графических построений (Королев, Шехтман, 1954; Леворсен, 1962) получить палеоструктурные разрезы и схемы, которые воссоздают характерные черты морфологии складок нижнего структурного яруса в период, непосредственно предшествующий накоплению эффузивно-осадочного комплекса (складки одноэтапного развития).

3. Устанавливать цифровые значения угловых и азимутальных несогласий между структурными ярусами для каждого конкретного участка.

О ПРИНЦИПАХ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРОССЫШНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Многие золотоносные провинции Советского Союза характеризуются, как известно, исключительным или преимущественным развитием золотоносных россыпей. Прогнозирование месторождений в пре-

делах таких провинций имеет свои особенности, которые нашли пока слабое отражение в печати.

Одной из специфически золотороссышных провинций является Ленская, в геологическом отношении приуроченная к миогеосинклинальной зоне Байкальской складчатой области, развивавшейся на доверхнепротерозойском фундаменте и ограниченной Сибирской платформой и Алданским щитом. При прогнозировании (Казакевич, Шер, 1963) главное внимание было уделено методике показа на картах факторов, контролирующих локализацию золотоносности, а также принципам количественной оценки россышных месторождений.

Здесь основное внимание уделено структурно-металлогеническому и неотектоническому районированию территории, на базе которого осуществляется прогнозирование как коренных месторождений золота, так и золотоносных россыпей.

На картах, показывающих закономерности размещения коренной золотоносности, за основу структурно-металлогенического районирования принята степень раздробления и глубина погружения доверхнепротерозойского фундамента территории. Хотя причинная связь формирования коренных месторождений золота с положением фундамента не может считаться полностью расшифрованной, геологические наблюдения показывают, что в районах с разным положением фундамента интенсивность проявления золотоносности и отчасти типы месторождений различны. В верхнем структурном ярусе раздробленность фундамента проявилась в резких изменениях мощностей и фаций слагающих его верхнепротерозойских толщ, в сочетании различных типов складок и в образовании зон надвигов и других дизъюнктивных нарушений.

В пределах изученной части Ленской золотороссышной провинции выделены следующие крупные структурно-металлогенические области (рис. 38).

1. Внешняя зона миогеосинклинали, непосредственно примыкающая к Березовскому прогибу Сибирской платформы, лишенная проявлений магматизма и сложенная смятыми в открытые складки породами, не претерпевшими метаморфических преобразований. В отношении золотоносности эта зона представляет меньше интереса по сравнению с другими, хотя за пределами рассматриваемой территории к ней и приурочены отдельные золотоносные россыпи.

2. Приосевая часть Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория, разделяющая миогеосинклиналь на внешнюю и внутреннюю зоны. В пределах приосевой части антиклинория отчетливо выделяются два структурных яруса: нижний доверхнепротерозойский, выступающий в южной части антиклинория, и верхнепротерозойский, распространенный в остальной его части. Золотоносность в данной структурно-металлогенической области локализуется как в нижнем, так и в верхнем структурных ярусах, причем в последнем проявления золотоносности тяготеют к наиболее приподнятым частям, примыкающим к выходам нижнего структурного яруса.

3. Внутренняя зона миогеосинклинали, в пределах которой локализуется наиболее интенсивное золотое оруденение. Эта структурно-металлогеническая область разделяется на ряд районов. Часть из них представляет собой блоки с менее глубоким залеганием и малой раздробленностью фундамента, практически незолотоносные. В них наблюдаются сокращения мощностей верхнепротерозойских осадочных толщ, представленных в основном нижними членами разреза. Центральную часть внутренней зоны миогеосинклинали занимает главный в отношении золотоносности структурный элемент всей провинции — Бодайбинский синклиниорий. На его площади сосредоточена подавляющая часть всех проявлений золота.

Синклиниорий состоит из трех сложно построенных синклинальных погружений, разделенных антиклинальными поднятиями. Как уже

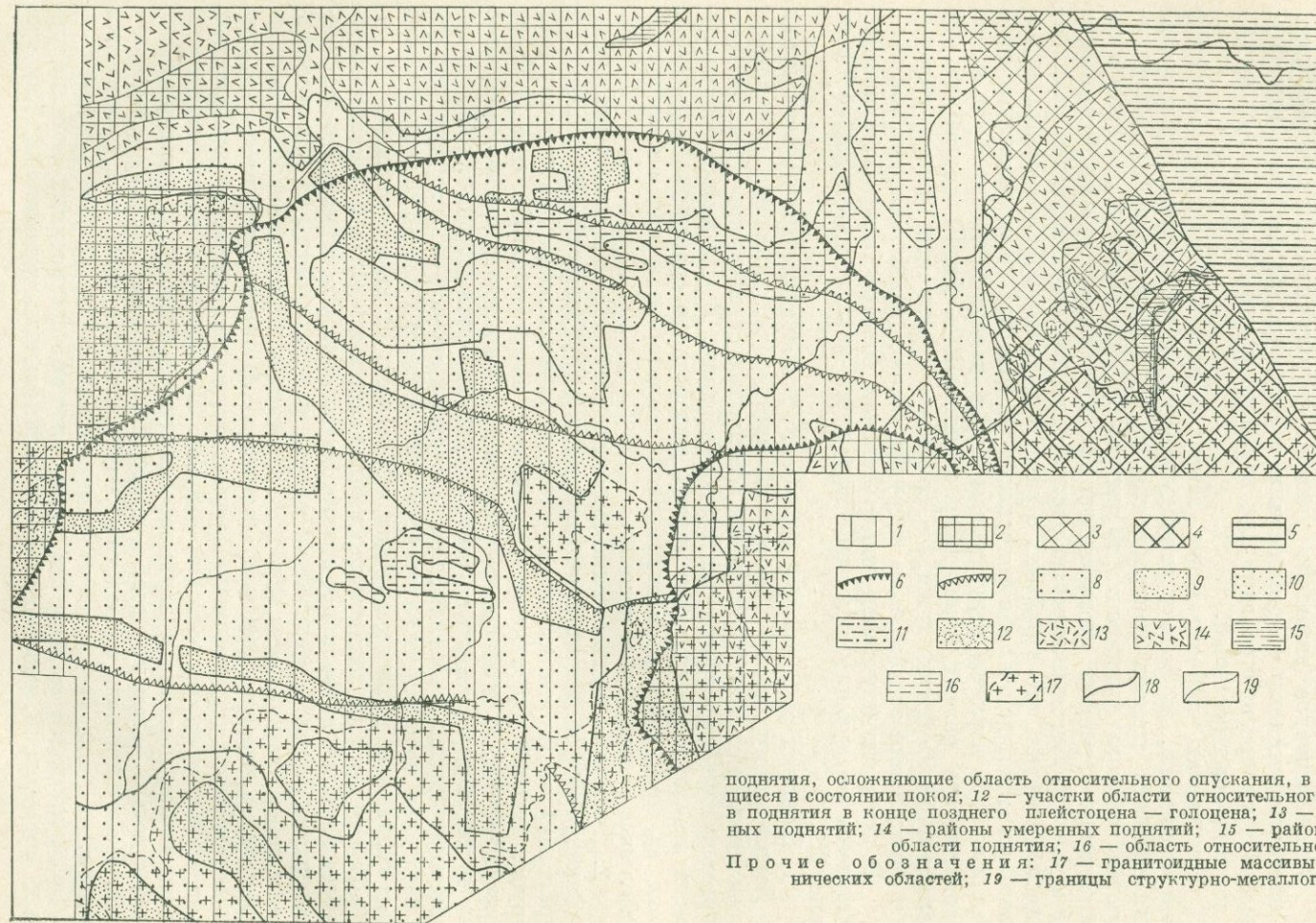


Рис. 38. Схема совмещения структурно-металлогенического и неотектонического районирования Ленской золотороссышной провинции

Структурно-металлогенические области: 1 — область дифференцированного опускания фундамента во внутренней зоне миогеосинклинали; 2 — блоки с неглубоким залеганием фундамента во внутренней зоне миогеосинклинали; 3 — приосевая часть Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория; 4 — выступ доверхнепротерозойского фундамента в приосевой части Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория; 5 — внешняя зона миогеосинклинали; 6 — границы Бодайбинского синклинали; 7 — границы синклинали погружений в пределах синклинали

Неотектоническое районирование: 8 — область относительного опускания; 9 — поднятия, осложняющие область относительного опусканий, с длительно проявленной тенденцией к поднятию; 10 — поднятия, осложняющие область относительных опусканий, с менявшимся знаком движений; 11 —

поднятия, осложняющие область относительного опускания, в настоящее время находящиеся в состоянии покоя; 12 — участки области относительного опускания, вовлеченные в поднятия в конце позднего плейстоцена — голоцена; 13 — районы наиболее интенсивных поднятий; 14 — районы умеренных поднятий; 15 — районы локальных опусканий области поднятия; 16 — область относительного покоя
 Прочие обозначения: 17 — гранитоидные массивы; 18 — границы неотектонических областей; 19 — границы структурно-металлогенических областей

отмечалось ранее (Казакевич, 1960), синклинальным погружениям отвечают наиболее продуктивные золотоносные площади.

Особый интерес представляют зоны сочленения выделенных структурно-металлогенических областей и районов. В одних случаях это сочленение происходит по крупным разломам, в других оно устанавливается по стыкам различно ориентированных складок или по иным признакам. Так, сочленение Витимо-Патомско-Нечерского антиклинория с внешней зоной миегосинклинали представляет, по данным Т. П. Ждановой, крупную флексуру, переходящую южнее в дизъюнктив. К этой флекуре приурочена повышенная золотоносность. Сочленение Бодайбинского синклинория и расположенного к западу от него блока выражается в непосредственном примыкании складок с осями, ориентированными почти под прямым углом друг к другу (Кондратенко, Шер, 1960). Здесь же проходит линейная магнитная аномалия, отражающая, очевидно, наличие погребенного разлома.

Весьма распространено развитие на стыках и в краевых частях блоков локальных зон интенсивной складчатости с отчетливо выраженным опрокидыванием складок.

В ряде случаев по направлению опрокидывания удается устанавливать относительные перемещения блоков.

Описанное районирование является необходимым, но недостаточным для прогнозирования золотоносных россыпей, так как дает материал только по закономерностям локализации коренных источников.

Масштабы россыпей и условия их залегания помимо размеров и положения коренных источников зависят от новейших тектонических движений. Поэтому второй по значению для прогнозирования является геоморфологическая карта с показанными на ней неотектоническими областями. Принципы и методы составления геоморфологических карт неоднократно освещались в литературе. Что касается выделения неотектонических областей на среднемасштабных картах прогноза россыпных месторождений, то в этом направлении сделано еще очень немного и предлагаемые ниже соображения являются в основном результатом личного опыта авторов и руководимого ими коллектива.

При выделении неотектонических областей мы исходили в первую очередь из анализа условий залегания разновозрастных комплексов четвертичных отложений. При всем разнообразии залеганий существуют три главных их типа: разобценное, прислоненное и наложенное.

При разобценном залегании разновозрастные комплексы рыхлых отложений по вертикали отделены друг от друга коренными породами, причем более молодые отложения залегают гипсометрически ниже более древних. Такой тип залегания свидетельствует о преобладании движений положительного знака, а расстояния между подошвами осадков разного возраста указывают на масштабы поднятий.

В случае прислоненного залегания каждый более молодой комплекс пород прислонен к более древнему. Цоколи, на которых располагаются молодые отложения, находятся при этом либо гипсометрически несколько ниже, либо на том же уровне, что и цоколи более древних отложений. Прислоненное залегание характеризует многократное чередование фаз поднятий небольшой амплитуды с фазами покоя.

Наконец, при третьем типе залегания более молодые отложения перекрывают более древние, что является характерным для областей опускания.

В Ленском районе представлены все три типа залегания рыхлых отложений, а также их сочетания. Для областей относительного опускания характерна комбинация наложенного типа с разобценным и прислоненным при ведущей роли наложенного типа. В областях поднятий преобладает разобценный тип залегания рыхлых отложений. Наконец,

в областях относительного покоя развит преимущественно прислоненный тип.

Помимо отмеченного главного признака направленности неотектонических движений (его удалось широко использовать благодаря наличию большого количества эксплуатационно-разведочных данных) при выделении неотектонических областей использовались и другие показатели. Так, границы неотектонических областей весьма отчетливо выявляются на продольных профилях долин по положению цоколей разновозрастных отложений по отношению к современной пойме. Анализ положения погребенных цоколей требует использования данных многочисленных буровых скважин, геофизических исследований, а также детальных геоморфологических работ. Соотношения залегания разновозрастных рыхлых отложений позволяют установить не только суммарный эффект неотектонических движений, но и знаки движений на различных этапах геологического развития того или иного участка. При этом выявилось, что почти все области описываемой провинции отличаются повышенной мобильностью, причем для некоторых из них характерна неоднократная смена знака движения.

Анализ распределения мощностей аллювиальных свит и в особенности русловых фаций также дает ценный материал для неотектонического районирования. В Ленской золотоносной провинции мощности русловых фаций колеблются от 1 до 40 м, превосходя нормальную мощность в 2—3 раза, а иногда и в 10 раз.

В качестве дополнительных признаков при неотектоническом районировании использовались данные о суммарных мощностях рыхлых отложений, характере расчленения местности, густоте речной сети, абсолютных отметках водоразделов, характере склонов, развитии осыпей и ряд других.

Отличительной особенностью исследованной провинции является отсутствие четкой морфологической выраженности неотектонических областей. Исключение представляют некоторые впадины в областях поднятий. Это и заставило пользоваться при неотектоническом районировании всей суммой признаков. Однако и при комплексном использовании факторов во многих случаях границы между неотектоническими областями проведены условно.

На схеме выделены следующие неотектонические единицы первого порядка: область относительного опускания — Бодайбинская внутренняя впадина, области поднятий — Тонодская и Лонгодорская, область относительного покоя — Мало-Патомская. Внутри областей выделяются неотектонические районы. Наиболее сложное строение имеет область относительного опускания, которая разделена поднятиями на ряд частных впадин и депрессий, причем как те, так и другие имеют различную качественную характеристику. Например, только некоторые из поднятий обладали постоянным положительным знаком движения; в целом ряде поднятий на определенных этапах их развития знаки движений менялись на отрицательные. Другие участки на протяжении почти всего четвертичного периода представляли собой области опускания и были вовлечены в поднятия лишь в начале голоцена. В областях поднятий также имеются локальные отрицательные структуры. Они в большинстве случаев качественно отличаются от частных депрессий области опускания тем, что содержат в чистом виде лишь наложенный тип залегания рыхлых отложений.

Россыпи хотя и известны во всех неотектонических областях провинции, но их размеры различны в каждой области. Это обстоятельство и определяет возможность применения предложенного районирования для целей прогноза.

Погребенные россыпи, являющиеся наиболее крупными, известны и, очевидно, в дальнейшем могут быть встречены только в области относительного опускания. Различные по размерам россыпи расположены

в значительных по площадям депрессиях, в бортовых частях наиболее прогнутых участков депрессий и в поднятиях, осложняющих Бодайбинскую впадину. Аналогичная группировка может быть дана для россыпей других типов и для других неотектонических областей.

При сопоставлении структурно-металлогенических областей, сформированных в ходе геосинклинального развития провинции, с неотектоническими областями (см. рис. 38) отчетливо выявляется большая роль унаследованных движений. Так, на месте верхнепротерозойских синклинальных структур преимущественно развиты молодые депрессии, а к антиклинальной области приурочены области четвертичных поднятий. От указанной общей закономерности имеются и отклонения. В ряде случаев в пределах древних синклинальных структур развиваются локальные кайнозойские поднятия. Такая картина, в частности, наблюдается в верхнем течении р. Энгажимо, протекающей в пределах Бодайбинского синклинального погружения, где проявились значительные кайнозойские поднятия. Вместе с тем в антиклинальных областях на отдельных участках в четвертичную эпоху происходили относительные опускания (бассейн Джегдакара).

Анализ сложных сочетаний древних и молодых структурных областей является основой прогнозирования. В ряде случаев области, благоприятные для формирования коренных источников, охватывают участки мало перспективные для формирования россыпей; такие площади приходится исключать из числа перспективных. Области же, где условия были благоприятны как для формирования коренных источников, так и для образования и сохранения россыпей, представляют наибольший интерес.

О ЗНАЧЕНИИ КОЛЕБАТЕЛЬНО-ПОСТУПАТЕЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ДЛЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Понимание геологических процессов и, в частности, тектоно-магматической деятельности в их движении (раскрытие кинематики) представляло бы собой дальнейший прогресс геологической науки. Характер тектоно-магматического процесса, его огромная длительность в пределах даже стадии, не говоря о цикле, значительно затрудняют исследование его естественной кинетики и исключают возможность освещения ее экспериментальными методами. Приблизиться к представлению о кинематической схеме и восстановить на ее фоне характер количественно-качественной эволюции уже совершившегося тектоно-магматического процесса представляется возможным путем систематического анализа геологических образований таксономического значения и в свете их геохронологии. Такой подход в изучении тектогенеза позволил бы проводить исследование результатов этого процесса на количественной основе. Была бы достигнута большая точность геологического исследования и освещалась бы история кинематики процесса. Как будет показано ниже, этими средствами вскрывается картина пространственной направленности тектоно-магматического процесса и качественной эволюции его в конкретном геологическом пространстве в зависимости от времени. Это относится и к явлениям эндогенной минерализации, поскольку она является составной частью этого процесса.

Таксономическими геологическими образованиями мы называем такие, которые представляют собой единичное (законченное) явление в процессе и могут служить единицей качества и меры этого процесса. Примерами таксономических образований являются: геосинклинальная система, платформа — в тектогенезе; изверженные комплексы (интрузивные, эффузивные и др.) — в магматических процессах; стратиграфические

комплексы (система, отдел и т. д.) в процессах седиментации; радиальные флексуры¹ в развитии структур земной коры; минеральные ассоциации — в постмагматической деятельности (если выделить их из изверженного комплекса — таксономической единицы более крупного порядка и в данном случае включающей эту ассоциацию).

Существеннейшей особенностью тектогенеза в его кинематической части (нединамической) являются дифференциальные (контрастные) движения геоструктур и блоков земной коры, имеющие радиально колебательный и в то же время тангенциально поступательный характер (Хаин, 1964). Эти движения земной коры обязательно сопровождают тектоно-магматизм; их характер отражает важные количественно-качественные особенности его развития.

Изложение вопроса производится на материалах по Тянь-Шаньскому палеозойскому геосинклиналильному складчатому поясу. При этом рассматривается только тектоно-магматизм орогенных этапов.

О роли колебательных движений. В современной геологии довольно определенно устанавливается зависимость между степенью дифференцированности колебательных движений сопряженных блоков и количественно-качественным выражением эндогенной деятельности. В самом общем виде и при прочих равных условиях эта зависимость выражается в том, что минимальная контрастность движений блоков отражает тектоно-магматическую деятельность наименьшей интенсивности и сопровождается проявлением магматизма кислого ряда. И, наоборот, высокая контрастность движений является обязательным признаком магматической деятельности офиолитового типа (Гзовский, 1962; Головин, 1960).

Известно, что колебательные тектонические движения делятся на непрерывные и прерывистые. Непрерывные движения в зависимости от их темпа совершаются от периода² к периоду (или от эпохи к эпохе, от века к веку и т. п.) и проявляются в том, что во времени любое поднятие немедленно сменяется опусканием, а опускание — поднятием. Прерывистые движения, наоборот, характеризуются перемежаемостью колебаний и относительного покоя геоструктур (т. е. длительного пребывания их в условиях режима поднятия или опускания). Характер колебательных движений определяет степень полноты развития и сам факт завершенности того или иного этапа или стадии проявления магматизма и подготавливает в случае прерывистого характера движений условия для последующей тектоно-магматической активизации соответствующих геоструктур или их частей.

Дифференцированные колебательные движения непрерывного типа обязательно предшествуют проявлению тектоно-магматической деятельности в данной тектонической структуре. Сам же изверженный процесс происходит лишь в связи с одним из последующих периодов движения. Создается впечатление, что эти предварительные движения, фиксирующиеся в перерывах седиментации, по-видимому, являются лишь результатом формирования только самого очага тектоно-магматического процесса, а не его проявления в верхнем структурном ярусе земной коры.

Те же факты указывают и на то, что тектоно-магматическая деятельность, развивавшаяся в условиях непрерывных колебательных движений, за которыми не следовало устойчивое поднятие (существовавшее не менее чем в течение эпохи или, по крайней мере, века), не сопровождалась постмагматической минерализацией, за исключением незначительных проявлений ее, относящихся к ранней (скарновой) стадии. Оказалось,

¹ Понимается в соответствии с трактовкой ее А. А. Полкановым (1955) как часть складчатой пары антиклиналь — синклинал, ограниченная их шарнирами.

² Под колебательным периодом подразумевается время, в течение которого осуществляются полупериоды опускания и поднятия тектонической структуры.

что полного развития процессы эндогенной минерализации достигали только в условиях устойчивых эпитектоно-магматических поднятий. При этом в тех случаях, когда в структурах поднятий проявлялся глубинный магматизм, синтетектоническая¹ минерализация развивалась после конечной стадии этого процесса и находилась в геохимическом соответствии с той петрографической формацией пород, которой эта конечная стадия в данном конкретном случае (интрузивы, вулканогенное поле и т. д.) была представлена: габброидной, гранитоидной или какой-либо из щелочных формаций.

Таким образом, очевидно, что в самой сущности колебательных движений благодаря их повторяемости через смену знака движения (поднятие — опускание — поднятие) скрыт момент тектонической активизации. Эту моментальную активизацию неустойчивых поднятий² можно назвать синтетектонической. Далее следуют типы активизаций устойчивых поднятий: поствековая, развивавшаяся на поднятии, существовавшем в течение века, постэпохальная и т. д., которые можно относить уже к группе пост-тектонических активизаций.

Нетрудно видеть, что только определенная схема развития колебательных движений, и в том числе порядок их активизации и стабилизации, обуславливает и формирование магматического очага, и возникновение магматического процесса в земной коре, и, наконец, саму постмагматическую деятельность.

О роли поступательных движений. Конкретное выражение поступательные движения получают в наблюдающейся миграции тектогенеза вкrest простираний или вдоль геосинклинальных систем и поясов.

Поперечная миграция последокембрийского тектогенеза в Тянь-Шане была описана Д. В. Наливкиным (1926), позднее В. И. Поповым (1938) и другими исследователями. В этих работах речь шла о миграции циклов тектогенеза с севера на юг из одной тектонической зоны в другую. Следовательно, рассматривалась мегациклическая или межзональная миграция. Такого типа миграции тектогенеза теперь описаны и для ряда регионов мира (Хаин, 1964).

Отмечаются и другие типы миграции, но совершавшиеся уже в течение циклов и в границах геосинклинальных систем. Во-первых, это циклическая поперечная миграция тектоно-магматического процесса, идущая от зон сопряжения по глубинным разломам срединных массивов с геосинклинальными системами в стороны обеих этих геоструктур. Во-вторых, тоже циклическая продольная миграция процесса в геосинклинальных системах, связанная с их неодновременной, последовательной консолидацией в том или ином направлении (Кнауф, 1960; Хаин, 1964; Головин, Юрьева, 1966). Наконец, устанавливается миграция тектоно-магматической деятельности еще и в границах радиальных флексур — флексурная миграция, которая также происходит в течение цикла тектогенеза. Флексурная миграция может быть в свою очередь поперечного и продольного направлений.

Намеченные типы миграций следует понимать как волнообразные смещения цикла или стадии тектонических движений колебательного типа в геологическом пространстве и во времени (Хаин, 1964). В каждой волне этого процесса, как у всякой волны, имеются три характерные части: фронтальная, центральная и тыловая. Центральную часть волны рациональнее называть эпицентральной (см. далее).

Каждая часть волны получает отражение и географическую фиксацию в геологических структурах, причем наиболее ярко в магматических

¹ Термин означает принадлежность обоих процессов к единой стадии.

² Речь идет о поднятиях, поскольку процессы опускания являются лишь предпосылкой к развитию эндогенной деятельности, материальная реализация которой всегда происходит в условиях поднятий.

образованиях. Эти последние в каждой из частей волны проявляются специфически в геолого-петрографическом отношении, по интенсивности, т. е. по объему проявления и, наконец, по развитости соответствующих комплексов, отражающих степень дифференцированности их фазовых формаций.

Для обоснования изложенных положений рассмотрим схему развития последокембрийского тектогенеза в Тянь-Шане.

Мегациклическая миграция тектоно-магматического процесса в Тянь-Шане развивалась с севера на юг и проявлена вполне отчетливо. Она фиксируется смещением эпицентров в соответствующем направлении. Этот процесс отмечается также во фронтальной и тыловой частях волны, но здесь он гораздо менее интенсивен и качественно отличен. Важной особенностью этого типа миграции тектоно-магматической деятельности является проявление в Тянь-Шане и Памире в южном направлении интрузивных комплексов батолитовых этапов, весьма сходных в геолого-петрографическом отношении, но принадлежащих все более молодому циклу. На севере, в Киргизской зоне, это ордовик-силурийский комплекс, представляющий собой эпицентрально-зону проявления каледонского тектоно-магматизма. Фронтальная часть этой волны приходилась на Чаткало-Нарынскую зону, где фиксируются слабые проявления поздних фаз ордовик-силурийского комплекса (каракинский комплекс и др.). Южнее, в Чаткало-Нарынской зоне и в Южном Тянь-Шане, таковым является верхнекарбонный комплекс, причем Чаткало-Нарынская зона является эпицентральной частью герцинской волны тектоно-магматизма. Южный Тянь-Шань представлял собой как бы переходную часть этой волны, фронтальная же приходилась, по-видимому, на Северный Памир. В этой герцинской волне также отчетливо выражена и тыловая ее часть, приходившаяся на Киргизскую зону, где тектоно-магматический процесс этого времени был относительно сокращенным и представлен характерными для таких случаев субщелочными и щелочными комплексами (кызыло-мпульский и др.) (Буданов, 1964; Елютин, Помазков, 1965).

Циклическая миграция наиболее ярко выражена в Тянь-Шане в связи с герцинским тектоно-магматическим процессом (рис. 39). Выше отмечалось, что миграция распадается на поперечный, продольный и флексурный типы.

Поперечный тип миграции тектоно-магматического процесса устанавливается из соответствующего размещения, например, интрузивных комплексов герцинской серии в тектонических зонах региона. При этом выделяются два подтипа: возвратно-поступательный и собственно-поступательный.

Возвратно-поступательный подтип миграции устанавливается в Чаткало-Нарынской и Южно-Гиссарской зонах. Сущность этого подтипа миграции состоит в том, что ее направление было изменчивым: сначала, до батолитового этапа включительно, процесс мигрировал от соответствующих срединных массивов в центральные районы этих зон, представлявшие собой геосинклинали (парагеосинклинали) системы; после батолитового этапа миграция стала возвращаться к своей исходной позиции — к зоне сопряжения указанных бывших геосинклиналей с срединными массивами. Именно об этом говорит характер размещения интрузивных и вулканогенных комплексов в обеих рассматриваемых зонах.

В этой циклической волне процесса, как и в мегациклической, имеют место фронтальная, эпицентрально-зона и тыловая части. Рассмотрим, например, развитие тектоно-магматического процесса в позднекарбонный этап герцинского цикла (см. рис. 39). В ходе эволюции цикла на этом этапе Чаткало-Кураминский район являлся третьим. И соответственно этому максимальное развитие магматизм получил уже не в южной периферии района, где в полной мере проявились ранние этапы цикла (D_1 , C_1 , C_2), а в центре и на севере его, где крупные верхнекарбонные интрузивы

отличаются высокой дифференцированностью (Акбулакский, Майдантальский и другие интрузивы). Здесь, таким образом, и фиксируется эпицентральная часть волны позднекарбонового этапа. Фронтальная же часть этой волны приходилась на крайний север Чаткальской подзоны, где известно мощное проявление лишь поздней стадии этого этапа (Манасский интрузив аляскитов). Тыловая часть волны приходилась на южную периферию Чаткало-Кураминского района, где она представлена средней стадией, главным образом гранодиоритовой формацией кызылсайского комплекса (Васильковский, 1952; Петрография Узбекской ССР, 1964).

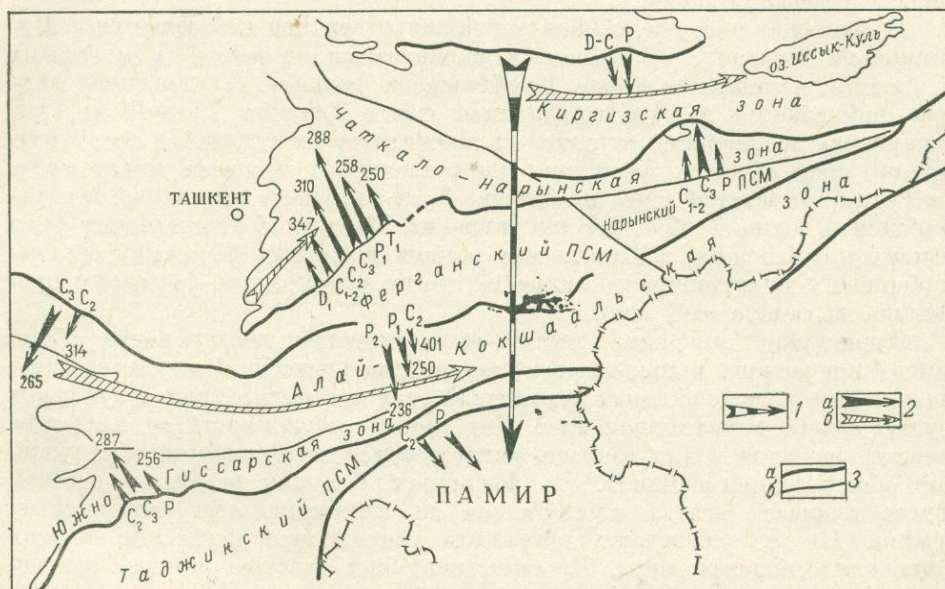


Рис. 39. Схема развития герцинской тектоно-магматической деятельности в Тянь-Шане
 1 — направление мегациклической миграции последокембрической тектоно-магматической деятельности; 2 — направления и степень миграции герцинского тектоно-магматического процесса: а — поперечного, б — продольного типов. Цифры при стрелках — радиологический возраст интрузивных комплексов в млн. лет, а индексы — соответствующие этапы герцинского цикла; 3 — глубинные разломы первого (а) и второго (б) порядков. ПСМ — подвижные срединные массивы

Позднекарбоновым этапом закончилась прогрессивная половина развития герцинского тектоно-магматического процесса. Проявления раннепермского этапа уже отступали к югу и тем самым положили начало регрессивной половине этого процесса. В самом деле, наиболее северный пункт магматизма этого времени приходится, по-видимому, на бассейн р. Угам (интрузив Геза, по З. А. Юдалевичу, и Сусынгенский, по Е. М. Головину, 1961 г.). Но подобные проявления отсутствуют в центральной и северной частях Чаткальской подзоны (Головин, Юрьева, 1966), будучи наиболее мощно и полно развиты в южной половине Кураминской подзоны (Васильковский, 1952; Петрография Узбекской ССР, 1964).

Наконец, проявления конечного этапа герцинского цикла еще больше сместились к югу, поскольку соответствующие образования кызылуруинской свиты неизвестны севернее широты ур. Чимган, но заметно развиты на юге Кураминской подзоны. Отмечается, что миграция процесса происходит интенсивнее и этот процесс проникает дальше в пространство той или иной тектонической зоны, если он осуществляется вдоль крупных разломов. Кумбель-Угамский разлом в Чаткало-Кураминском районе является хордшим примером этому.

Аналогичная схема развития герцинского тектоно-магматического процесса проявилась и в Южно-Гиссарской зоне. Циклическая поперечная

миграция тектоно-магматического процесса Алай-Кокшаальской и Северо-Памирской зон имела южную направленность и носила чисто поступательный характер. Этот тип миграции отличался от предыдущего тем, что в нем относительно очень широкой была фронтальная часть волны, достаточно широкой эпицентральной, но сокращенной тыловой. Миграция процесса происходила как бы быстрее и осуществлялась полнее.

Продольная циклическая миграция герцинской тектоно-магматической деятельности развивалась вдоль тектонических зон в направлении с запада на восток. Однако эта в общем определенная тенденция заметно нарушалась тем, что процесс в некоторые этапы приобретал возвратно-поступательный характер.

Продольная поступательная миграция отчетливо наблюдается в Кураминской подзоне с ее древними магматитами на западе и молодыми на востоке, в западном крыле Кумбельского разлома. Аналогичная картина наблюдается в нуратау-алайской части Южного Тянь-Шаня, где проявления позднейших герцинских магматитов сместились в восточную окраину этой области. Восточная направленность процесса имела место и в Южно-Гиссарской зоне, но там она была нарушена миграцией верхнекарбоновой волны в обратном направлении. Именно об этом говорит факт резкого преобладания в Каратегине ранних и средних формаций верхнекарбонового интрузивного комплекса, тогда как поздние формации проявились на западе этой зоны.

Флексурная миграция тектоно-магматической деятельности обоих типов (поперечного и продольного) также имеет всеобщий характер, проявляясь как в региональных структурах, так и в конкретных структурах рудных полей и месторождений. Вне прямой зависимости от масштаба флексур развитие в них тектоно-магматической деятельности обнаруживает общие закономерности. Во флексурах с полно развитым циклом начало процесса всегда приходилось на синклинальные (опущенные) крылья. На это указывают вулканиты офиолитовой формации многих складчатых областей мира. Из синклинальных крыльев процесс мигрировал в шарнирные зоны флексур, где он фиксируется интрузиями гипербазито-плагиогранитной формации. Эти последние обычно бывают комагматичными образованиями относительно вулканитов опущенных крыльев флексур и, как известно, заканчивают геосинклинальный этап развития подвижной зоны. Следующий за этим магматизм орогенного этапа смещался еще далее — в антиклинальные крылья флексур. Именно в этих крыльях флексур локализовались интрузии предбатолитового и батолитового этапов преобладающе гранитоидной формации. Эти батолитические тела верхнекарбонового комплекса отличаются в Тянь-Шане наибольшими размерами и глубокой дифференцированностью и знаменуют собой кульминационный этап в эволюции герцинского тектоно-магматического процесса в описываемом регионе.

Далее тектоно-магматическая деятельность приобретает черты регрессивного процесса. Наступает постбатолитовый этап и процесс возвращается снова в шарнирную зону и синклинальные крылья флексур. Именно в этих элементах флексур и локализуются интрузивные комплексы гранито-сиенитоидных формаций конечных этапов герцинского цикла в Тянь-Шане. Пермские и пермо-триасовые интрузии Кураминской, Алайской подзон, а также Южно-Гиссарской и Северо-Памирской зон убедительные примеры этого явления (Буданов, 1964; Петрография Узбекской ССР, 1964; Баратов, 1966).

О миграциях эндогенной минерализации. Эндогенная минерализация следует за всеми типами миграций собственно тектоно-магматического процесса. Последокембрийская мегациклическая миграция в Тянь-Шане сопровождалась такой же во времени и пространстве миграцией флюоритовой, вольфрам-молибденовой, хрусталеносной и других рудных формаций (Абдуллаев, 1960).

Циклическая миграция проявляет ту же последовательность минерализации за тектоно-магматической деятельностью. Так, на севере Чаткало-Кураминской области редкометалльная и сульфидная минерализации тесно ассоциированы с единственным там верхнекарбонным интрузивным комплексом (урочища Баркрак, Шамтерек, Урусай и др.); на крайнем юге этой области рудная минерализация ассоциируется уже с пермскими и пермо-триасовыми комплексами (месторождения Чорухдайрон, Янгикан, Чашлы и др.).

Продольная миграция сопровождается аналогичным порядком развития минерализации, следующей за синтетектоническими с ней тектоникой и магматизмом (Нуратау-Алайская область).

Примером флексурной миграции является Пайбулак-Алтынтопканская радиальная флексура в Западном Кармазаре. В антиклинальном крыле и в шарнире структуры здесь отмечается скарново-магнетитовая минерализация батолитового этапа (Карпова, 1946). Неизвестным остается точный возраст свинцово-цинкового оруденения шарнирной зоны структуры, но в синклинальном крыле последней (Пайбулакская синклиналь) проявлено оруденение пермо-триасового возраста (оно наложено на кварцевые сиенито-диоритовые порфириды кызылнуринского комплекса Мышиккольской площади).

Примерами проявления послемагматической минерализации, связанной с флексурной миграцией продольного типа, могут служить Садонский район на Кавказе (Константинов, 1965), Джергетальское и Кассанское месторождения в Киргизии.

Таким образом, закономерная миграция эндогенной минерализации в геологическом пространстве и времени является всеобщей: она распространяется на все типы и масштабы проявления этого процесса. Важнейшей особенностью миграции минерализации орогенных этапов развития подвижных зон является нисходящий характер, т. е. направленность этих процессов от положительных (антиклинальных) к отрицательным (синклинальным) участкам флексур.

Из изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Рассмотрение истории геологического развития Тянь-Шаня, его зон и отдельных районов указывает на то, что непосредственной причиной миграции тектогенеза являются резко контрастные тектонические движения, возникающие в полосе сопряжения геотектонически антипоидальных геоструктур; области поднятия последних служат центрами, от которых совершается миграция тектогенеза. Поэтому при всей глубокой взаимосвязи колебательных и поступательных движений очевидно, что ведущее значение в геотектоническом процессе должно быть отдано первым.

2. Сравнительно ясно выступает характер взаимодействия мега-циклической и циклической миграции поперечного типа, а также флексурной миграции с обоими этими типами. Так, возвратно-поступательный характер миграции возникает в случаях встречных направлений мега-циклической и поперечно-циклической миграций. При односторонней направленности той и другой миграций имеет место как бы ускоренная поступательная миграция процесса в чистом виде.

Возвратно-поступательная миграция, по-видимому, была, в частности, причиной сближения в пространстве рудной минерализации в тех внешних районах складчатых зон, которые сопрягаются с срединными массивами типа межгорных впадин (Фергана и др.). Характерным примером района со «спрессованной» металлогенией является Кармазар в Средней Азии.

При односторонней направленности миграций процессы минерализации, наоборот, «растягиваются» поперек зон, как, например, в Нуратау-Алайской области.

3. Анализ условий размещения оруденения в рудных районах, полях и месторождениях необходимо осуществлять путем изучения этих объектов в свете:

а) структурного анализа радиальных флексур или их систем, всегда контролирующих структурный план и выражающих сущность структуры любого участка земной коры;

б) макро- и микрогеохронологии продуктов тектоно-магматической деятельности с целью выявления возможно детальной картины стадийности процесса в целом и особенно минерализации;

в) соотношения циклических типов миграций, с одной стороны, и флексурной — с другой, возможность чего откроется по результатам геохронологических исследований.

Разработка проблемы о закономерностях развития колебательно-поступательных движений тектогенеза будет содействовать эффективности прогнозирования эндогенного оруденения, и в том числе на глубину, и скрытого типа.

4. Предлагаемый подход к изучению эндогенной металлогении может содействовать развитию учения о структурах рудных полей, поскольку появляется возможность во взаимозависимости анализировать структуры антиклинальных крыльев флексур, шарнирных зон и синклинальных крыльев. Исходя из данных А. А. Полканова (1955), очевидно, например, что шарнирные зоны разломов во флексурах являются исключительно благоприятными структурами для распространения оруденения на глубину, тогда как синтетектонические разрывы в крыльях флексур, по-видимому, менее перспективны в этом отношении.

ОСОБЕННОСТИ РАСПОЛОЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СУЩЕСТВЕННЫЕ ДЛЯ ЗАДАЧИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В числе признаков, используемых при металлогеническом прогнозировании, весьма важную роль играет размещение на изучаемой территории известных проявлений рудной минерализации и в особенности месторождений. При этом, по-видимому, предполагается, что расположение известных месторождений должно содержать в себе какую-то информацию как о самой возможности обнаружения новых месторождений в той или иной части территории, так и об ожидаемых их размерах (запасах). Иначе говоря, считается, что возможность обнаружения новых месторождений и ожидаемые их запасы каким-то образом зависят от наличия и расположения уже выявленных рудопроявлений. Однако важнейший вопрос о виде этой зависимости, насколько нам известно, совершенно не обсуждается в печати. В то же время этот вопрос далеко не так прост, как могло бы показаться с первого взгляда.

Так, довольно удобным и правдоподобным выглядит следующее предположение. Участки изучаемых территорий различаются между собой лишь по плотности расположения месторождений, а соответственно и по вероятности обнаружения новых месторождений. Распределение месторождений по их размерам, т. е. доля различных по размеру месторождений, сохраняется неизменным для достаточно крупных территорий. Это означало бы, в частности, что число наиболее крупных месторождений на отдельных участках территории должно составлять приблизительно одну и ту же часть от общего числа месторождений. Таким образом, наиболее благоприятными для обнаружения новых крупных месторождений следовало бы считать участки с повышенной плотностью расположения всех месторождений, включая средние и мелкие. Ниже излагаются результаты проверки этого предположения на нескольких практических примерах.

В качестве исходного материала использованы карты расположения месторождений золота, меди и цинка на территории США масштаба 1 : 3 168 000 (1 см² = 1000 км²) (Kinkle, Peterson, 1962; Knight, Newmann, Neyb, 1962; Koschmann a. Bergendahl, 1962). Месторождения золота образуют три класса по суммарному количеству добытого металла: круп-

ные * — более 30 т, средние — 3—30 т и мелкие — 0,3—3 т **. Месторождения меди — четыре: крупнейшие — более 1 млн. т, крупные — 50 тыс. т — 1 млн. т, средние — 1—50 тыс. т и мелкие — 50—1000 т; цинка — три класса: крупные — более 1 млн. т, средние — 50 тыс. т — 1 млн. т и мелкие — 1—50 тыс. т.

Для проверки сформулированного выше предположения использовалось несколько различных методических приемов. Первый из них заключается в следующем. Если проверяемое предположение справедливо, т. е. локальные распределения месторождений по крупности не отличаются от общего регионального, то такое же утверждение должно быть справедливо и в отношении любой независимой выборки. Будем отбирать месторождения, ближайшие к каждому из наиболее крупных месторождений, и регистрировать их принадлежность к тому или иному классу. По условию проверяемой гипотезы полученная выборка независима и распределение частот не должно, следовательно, отличаться от общего

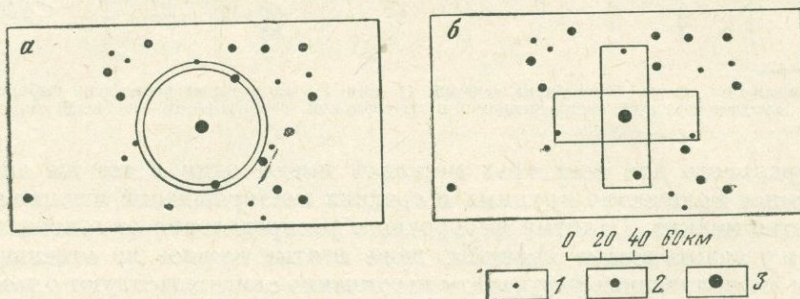


Рис. 40. Принцип подсчета ближайших месторождений: а — выделение трех ближайших соседей, б — характеристика плотности расположения месторождений. Размеры месторождений: 1 — от 0,3 до 3 т; 2 — от 3 до 30 т; 3 — более 30 т (месторождение Бьют)

распределения более чем это допустимо для случайной выборки. Значит, сопоставив полученную выборку с общим распределением, например, по критерию χ^2 (Митропольский, 1961), мы можем оценить соответствие проверяемого предположения имеющимся практическим данным. Ход рассуждений не изменится, если вместо одного ближайшего месторождения каждый раз регистрировать два или несколько ближайших месторождений. Ниже приводятся результаты подсчетов для одного ближайшего и трех ближайших месторождений. Например, у крупного месторождения золота Бьют (рис. 40, а) первым ближайшим оказывается среднее месторождение, вторым — также среднее и третьим — мелкое.

После соответствующего подсчета для всех крупных месторождений золота получены процентные соотношения месторождений в выборке, приведенные в табл. 30. Там же даны процентные соотношения (Γ) соответствующих классов крупности месторождений в генеральном коллективе — в целом по территории США.

Аналогичные подсчеты выполнены для крупных месторождений цинка и крупнейших месторождений меди. Для меди в качестве нормальных использованы процентные соотношения месторождений в западных штатах США, причем крупнейшие месторождения объединены условно в один класс с крупными.

Сопоставление генерального и выборочного распределений по критерию χ^2 выполнялось только для случая трех ближайших соседей, так как при одном ближайшем выборка оказывалась слишком малой, особенно для меди и цинка. Как видим, отличия выборочного распределения

* Названия классов здесь и далее введены нами для удобства изложения.

** В оригинале количество золота исчисляется в унциях (около 30 г). Названные границы классов равны соответственно $1 \cdot 10^6$, $1 \cdot 10^5$ и $1 \cdot 10^4$ унций золота.

Отношение ближайших месторождений к общему их распределению

Металл (число месторождений)	Характеристика выборки *	Доля месторождений в %				$P\chi_0^2$ при двух степенях свободы
		крупных	средних	мелких	χ_0^2	
Золото (43)	1	12	53	35	18	<0,001
	3	19	47	34		
	Г	10	40	50		
Цинк (17)	1	18	18	64	5,8	~0,05
	3	16	24	60		
	Г	8	18	74		
Медь (19)	1	5	32	63	22	<0,001
	3	7	25	68		
	Г	3	9	88		

* Указывается число ближайших соседей (1 или 3), из которых составлена выборка, или индекс Г, соответствующий распределению в генеральной совокупности—на всей территории США.

от генерального для всех трех металлов имеют один и тот же знак — повышенное количество крупных и средних месторождений и пониженное количество мелких. Отличия выборочного распределения от генерального у меди и у золота весьма значимы, даже взятые каждое по отдельности. В целом же полученные результаты несомненно свидетельствуют о том, что проверявшееся предположение противоречит фактическому материалу.

Второй способ проверки того же предположения заключается в подсчете доли крупных месторождений, расположенных в области максимумов плотности размещения всех месторождений, считая средние и мелкие. Для этого с точкой, соответствующей одному из крупных месторождений, совмещался центр квадрата, со стороной, ориентированной параллельно меридиану, проходящему через это месторождение. Подсчитывалось общее число (k) месторождений в пределах этого квадрата (не считая находящегося в центре) и числа (t_1, t_2, t_3, t_4) месторождений в четырех квадратах того же размера, смежных с данным, основным квадратом (см. рис. 40, б). Различались следующие пять вариантов соотношения k и t_i : абсолютный максимум — $k > t_{\max}$, т. е. больше любого из t_i ; локальный

максимум — $t_{\max} \geq k > \bar{t} = \frac{1}{4} \sum_i t_i$; локальный минимум — $\bar{t} > k \geq t_{\min}$; абсолютный минимум — k меньше любого из t_i ($t_{\min} > k$; нейтральный вариант — $k = \bar{t}$, представлен главным образом случаем нулевых k и t_i . В примере, показанном на рис. 40, б, $k = 0, t_1 = t_2 = t_3 = t_4 = 1$, следовательно, данное крупное месторождение (Бьют) при квадрате со стороной $R = 30$ км расположено в области абсолютного минимума (в принятой выше терминологии).

На рис. 41 показаны результаты подобных вычислений для 43 крупных месторождений золота. По оси абсцисс откладывалось R — сторона квадрата в км, по оси ординат p — доля всех крупных месторождений, которые при данной стороне квадрата попадают соответственно в область абсолютного максимума, абсолютного или относительного максимума, абсолютного или относительного минимума. На рис. 41 показана доля крупных месторождений золота, цинка и крупнейших месторождений меди, располагающихся в области абсолютного максимума.

Таким образом, при выделении достаточно крупных металлогенических единиц, чему соответствуют большие значения R , ссылка на повышенную плотность минерализации (области абсолютных или относитель-

ных максимумов) оправдана; около 80% крупных месторождений золота располагается в таких областях. Около половины крупных месторождений золота и крупнейших месторождений меди и более 40% крупных месторождений цинка попадают при $R = 100$ км в области абсолютных максимумов. Однако по мере уменьшения R , что соответствует переходу к более крупным масштабам прогнозных исследований, доля крупных месторождений, попадающих в области повышенной плотности минерализации, резко уменьшается. Наконец, при R порядка первых десятков километров около 40% крупных месторождений оказывается в областях пониженной плотности минерализации (абсолютных и относительных минимумов). Резко возрастает при этом и доля крупных месторождений, располагающихся в областях, соответствующих нейтральному варианту с нулевыми значениями k и t_i .

Обнаруживаемая, таким образом, тенденция крупных и крупнейших месторождений располагаться в областях относительно

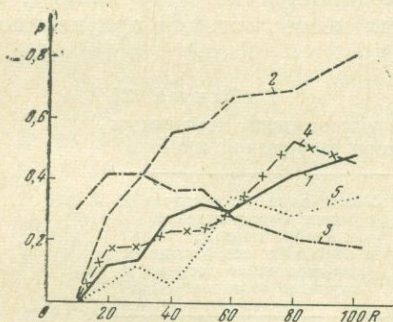


Рис. 41. Распределение крупных месторождений золота, меди и цинка, располагающихся в различных по плотности минерализации областях

Доля крупнейших месторождений золота (из 43): 1 — в области абсолютного максимума, 2 — абсолютного или относительного максимума, 3 — абсолютного или относительного минимума; 4 — доля крупнейших месторождений меди (из 19); 5 — доля крупнейших месторождений цинка (из 17)

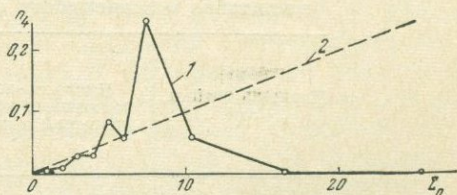
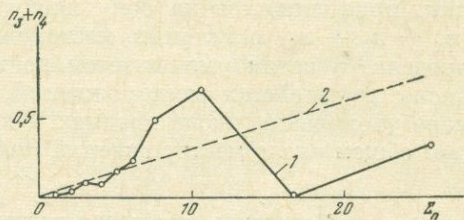
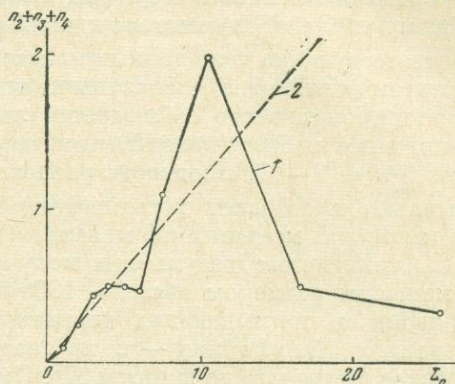


Рис. 42. Среднее число месторождений меди относительно крупных классов в ячейках 0.5×0.5 в зависимости от общего числа (Σn) месторождений в ячейке. Западные штаты США. Число месторождений n_2 , n_3 , n_4 — соответственно средних, крупных и крупнейших

1 — фактические данные; 2 — нормальная зависимость, соответствующая соотношению классов в среднем

пониженной плотности расположения других месторождений того же металла объясняется, по-видимому, ограниченным количеством исходного материала, способного к перемещению и перераспределению. Точнее всего это явление можно описать, по-видимому, как проявление конфликта между месторождениями из-за исходного сырья.

Третий способ проверки предположения о постоянстве распределения месторождений по размерам заключался в подсчете плотности расположения крупных месторождений в ячейках с постоянной площадью при различном количестве в той же ячейке месторождений других классов. Эти вычисления выполнены для месторождений меди при трех размерах ячеек.

Наиболее крупные из использовавшихся ячеек представляли собой трапеции $0,5 \times 0,5^\circ$ с площадью в среднем около 2400 км^2 . Максимальное отклонение крайних южных и крайних северных трапеций от среднего не превышало по площади 12%, и в данных приблизительных расчетах им пренебрегли. Подсчеты выполнены для территории западных штатов США, расположенной к западу от меридиана 105° з. д. Результаты подсчета показаны на рис. 42. Если проверяемое предположение справедливо, то средняя плотность крупных классов должна расти пропорционально общему числу ($\sum n$) месторождений в ячейке. Такие нормальные прямые, соответствующие доле данных классов на всей территории в целом (в генеральном коллективе), показаны на том же рисунке. Как видим, ожидаемая пропорциональность соблюдается лишь до определенной плотности расположения месторождений, приблизительно до 5—7 на ячейку. Далее, при $\sum n \approx 7-10$, плотность расположения крупных месторождений значительно превышает нормальную, а затем резко падает до значений, во много раз меньших нормального.

Аналогичные результаты получены и при подсчетах, выполненных с меньшим размером ячеек — 1000 км^2 и 250 км^2 для территории штата Аризона и примыкающих территорий соседних штатов Нью-Мексико, Невада и Калифорния — в пределах $107^\circ - 115^\circ,5$ з. д. и от границы с Мексикой на юге до широты 37° . Среднее число крупнейших месторождений, приходящихся на одну ячейку, по мере увеличения общего числа ($n_2 + n_3 + n_4$) остальных месторождений в ячейке растет до какого-то предела, а затем уменьшается до нуля. Характерно также увеличение числа крупнейших месторождений, приходящихся на одну ячейку, по мере увеличения числа средних и крупных месторождений при неизменном общем числе месторождений (табл. 31).

Таблица 31

Изменение отношения между месторождениями различных масштабов в зависимости от размера выбранной ячейки

Площадь ячейки, км ²	Число средних и крупных место- рождений в ячейке	Увеличение числа крупней- ших месторождений в ячейке по сравнению с ячейками, содержащими меньшее число средних и крупных месторождений
250	1	2,6
	2	4,2
1000	1	4,8
	2	2,8

Таким образом, и эта проверка выявляет различия в распределении месторождений по размерам в отдельных частях территории. Так же, как это наблюдалось при проверке первым способом, наиболее благоприятными для обнаружения крупнейших месторождений оказываются участки с относительно повышенной долей месторождений средних классов (в случае с медью при четырех классах это средние и крупные месторождения).

Подводя итог изложенному, можно сделать следующий основной вывод. Металлогеническое обособление отдельных участков земной коры проявляется не только в изменении плотности минерализации (например, в количестве месторождений на единицу площади), но и в изменении соотношений между количеством различных по размеру месторождений. Именно таким образом и нужно, по-видимому, понимать указание С. С. Смирнова (1941) о необходимости изучать экстенсивность оруденения (плотность расположения месторождений) и его интенсивность (т. е. долю промышленных месторождений). Вообще говоря, эти показатели (в особенности экстенсивность) имеют смысл лишь постольку, поскольку в них

учтена изученность территории. Возможно, это обстоятельство тем или иным образом сказалось и в рассмотренном примере.

На изученном фактическом материале получен и более конкретный вывод о приуроченности значительной части крупных и крупнейших месторождений к локальным понижениям плотности расположения месторождений и к областям с относительно повышенной долей месторождений средних классов.

Таким образом, выделение наиболее перспективных территорий по одной лишь повышенной плотности размещения известных месторождений и пренебрежение территориями с пониженной плотностью может приводить к серьезным ошибкам и, в частности, к пропуску крупных месторождений. Учитывая большое практическое значение подобных закономерностей, представляется необходимым дальнейшее и более детальное их изучение применительно к различным месторождениям и регионам. Целесообразно усовершенствовать при этом и методику таких исследований, в частности учитывать особенности геологической ситуации и генетические типы месторождений, привлекать данные с более дробным подразделением промышленных месторождений по размерам, чем это имело место в использованных нами материалах. Только в результате достаточно обширных и тщательных исследований такого рода удастся оценить возможность и способы использования сведений о выявленных месторождениях для поисков новых и в первую очередь крупных месторождений.

ОСОБЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия обладает ярко выраженной полиметаллической специализацией; образно выражаясь, полиметаллы здесь вездесущи.

За последние годы выполнен ряд обзорных металлогенических исследований с элементами прогноза (Жарпова, 1959; Абдуллаев, 1960; Т. М. Мацокина и др.), составлены прогнозно-металлогенические схемы по отдельным территориям (Т. Почернин, В. Т. Сургай, К. Т. Мустафин и др.). Однако исследования с целью выявления региональных закономерностей размещения свинцово-цинковых месторождений Средней Азии в целом и разработка на этой основе поисковых критериев не ставились.

Принципы и методы металлогенического анализа. Основной таксонометрической единицей при прогнозно-металлогенических исследованиях является рудный район¹. Поэтому главной задачей при составлении карты было выявление региональных геолого-структурных позиций рудных районов и главнейших факторов, определяющих эти позиции.

Ведущим принципом составления металлогенической карты явился анализ истории геологического развития региона с учетом неравномерного, стадийного и циклического формирования отдельных его частей, а также единства и приемственности главнейших геологических (осадконакопление, тектогенез и магматизм) и рудообразующих процессов (Билибин, 1955; Смирнов, 1965).

В связи с этим металлогенический анализ и районирование территории восточной части Средней Азии произведены на основе типизации тектонических структур с учетом возраста и генетических особенностей полиметаллического оруденения (табл. 32).

В процессе работ составлен комплект вспомогательных карт-основ: схематическая карта тектонического районирования, карта структурно-формационных комплексов, историко-геологические схемы развития отдельных зон и др. Изучен также вещественный состав руд, определены

¹ Ограниченная (по площади) территория с определенными геолого-структурными условиями формирования и развитием однотипных (одной, двух) рудных формаций (Шаталов и др., 1965).

**Металлогеническое районирование полиметаллического оруденения
Средней Азии**

Провинция	Область	Металлогеническая зона	Ведущий тип минерализации
Герцинская металлогеническая эпоха			
Северо-Тяньшаньская		Восточно-Киргизская	Метасоматический, гидротермальный
		Джумголтау-Терскойская	Гидротермальный
		Сонкульская	Гидротермальный, метасоматический
		Таласо-Каратауская	Метасоматический, гидротермальный
		Джержаланская	Телетермальный, метасоматический
Срединно-Тяньшаньская		Кавакская	Телетермальный
		Каратауская	Телетермальный
		Чаткальская	Телетермальный, скарновый
Южно-Тяньшаньская	Кураминская	Каржантауская	Гидротермальный
		Кураминская	Метасоматический, гидротермальный, скарновый
		Кассан-Бозбутауская	Телетермальный
	Алай-Кокшаальская	Карачатырская	Телетермальный, метасоматический
		Писталитауская	Телетермальный
	Южно-Гиссарская	Байсунская	Метасоматический, гидротермальный
Киммерийско-альпийская металлогеническая эпоха			
		Западно-Кугитанская	Гидротермальный
		Гиссарская	Осадочный, гидротермальный

устойчивые рудные ассоциации, выявлены геохимические особенности минерализации некоторых рудных районов (Н. Н. Королева, С. Я. Клемент). Эти данные обобщены на специальной карте; они использованы также при разработке классификации (табл. 33).

Среди карт-основ главнейшей является тектоническая, составленная по материалам В. И. Кнауфа, Н. М. Сеницына, К. Л. Бабаева, Г. С. Поршнякова, Д. П. Резвого и других исследователей. При построении карты в качестве наиболее крупных структурных единиц принимались складчатые пояса, подразделяемые на области и зоны. Выделенные тектонические единицы по существу являются структурно-формационными категориями. Выделены Северо-, Срединно- и Южно-Тяньшаньский, а также Памирский складчатые пояса, представляющие совокупность складчатых зон, обнаруживающих общность в истории формирования, но в различной степени дифференцированных по типам разрезов, морфологии, возрасту складок, характеру магматизма и т. п. (Сеницын, 1957; Кнауф, 1966).

Типы полиметаллических месторождений Средней Азии

Тип месторождения	Рудные ассоциации	Вещающие породы, их положение и характер изменения	Морфология рудных тел	Типовые рудопроявления	
Пневматолиго-гидротермальный	Олово-вольфрам-свинцово-цинковая	Скарны	На контакте известняков с гранитоидами	Жилы	Майхура, Курган, Давансай
	Железорудно-свинцово-цинковая		Линзы	Туранглы, Кансай, Аткулак	
	Свинцово-цинковая		На контакте известняков с гранитоидами и в гранитах	Линзы, неправильные тела	Алтынтопкан, Кошмансай, Ташбулак
	Сурьмяно-свинцово-цинковая		На контакте известняков с эффузивами и в эффузивах	То же	Пайбулак
	Свинцово-цинковая		»	Тутлы	
	Свинцово-цинковая		В известняках и сланцах	Трубообразные тела, столбы	Кургашикан, Курусай
Гидротермальный метасоматический	Олово-свинцово-цинковая	Измененные осадочные, интрузивные и эффузивные породы	Грейзены	Жилы	Курангертор
	Редкометалльно-свинцово-цинковая		Серицитизированные и окварцованные	Штоки, жилы, линзы, штокверки	Актюз, Куперлисай
	Медно-висмутосвинцово-цинковая			Линзы	Тарыэкан
	Мышьяково-свинцово-цинковая			Жилы, гнезда	Каптархона, Сасыксай
	Серебро-свинцово-цинковая		Жилы, линзы	Лашкерек, Бешсандык	
	Свинцово-цинковая		Серицитизированные, окварцованные и хлоритизированные	То же	Сардоб
	Свинцово-цинковая с сульфосолями сурьмы и свинца		Окварцованные, доломитизированные, баритизированные, пиритизированные и серицитизированные	»	Гурдара
Колчеданно-свинцово-цинковая			Хандиза, Барскаун		

Тип месторождения	Рудные ассоциации	Вещающие породы, их положение и характер изменения		Морфология рудных тел	Типовые рудопрооявления
Гидротермальный жильный	Свинцово-цинковая	Кварц-карбонатные, иногда с баритом		Жилы	Гудас, Караташ-котан
	Флюорит-свинцово-цинковая	Осадочные, интрузивные и эффузивные	Жильное выполнение кварц-карбонатного (иногда с баритом и флюоритом) состава	То же	Такоб, Наугарзан
Телетер-мальный	Свинцово-цинковая	Преимущественно известняки		Пласты, линзы	Сумсар, Миргалим-сай, Учкулач
Осадочный	Свинцово-цинковая	Известняки, песчаники		Пластовые тела	Аулат, Кайрак

В Южно-Тяньшаньском поясе обособляются три складчатые области: Кураминская, Алай-Кокшаальская и Южно-Гиссарская. Кураминская и Южно-Гиссарская отвечают по существу ядерным зонам В. И. Попова (1951), Алай-Кокшаальская — межядерной.

С целью познания палеокинематических особенностей развития зон составлены специальные схемы, отражающие тектонические режимы и этапность их формирования, эволюцию магматизма и осадконакопления, основные фазы складчатости и другие данные во взаимосвязи с рудообразованием.

Классификация месторождений построена на генетических принципах (см. табл. 33). На схеме месторождения различаются по возрасту и промышленной значимости. Карта сопровождается полными и алфавитными списками месторождений и кадастром, в котором отражены необходимые сведения.

Районирование и металлогения Тянь-Шаня¹. Геологическая история Тянь-Шаня охватывает два крупных периода: палеозойский геосинклинальный (каледонский и герцинский циклы) и мезо-кайнозойский платформенный (киммерийско-альпийский цикл), обладающих специфическими особенностями металлогении.

Металлогения геосинклинального периода. Северо-, Срединно- и Южно-Тяньшаньский складчатые пояса обладают рядом своеобразных черт геотектонического развития, магматизма и металлогении, позволяющих с учетом представлений В. И. Смирнова о специализации рудоносных территорий обособить их в самостоятельные металлогенические провинции с присущими каждой закономерностями размещения оруденения.

Северо - Тяньшаньская металлогеническая провинция сформировалась на месте геосинклинальной системы каледонской (поздний ордовик) консолидации. По типу формирования это моногеосинклиналь с ограниченным развитием поздних и конечных

¹ Металлогения Памира не рассматривается.

этапов. В течение силура и раннего девона в пределах рассматриваемой территории господствовал геосинклинальный режим с широким развитием магматизма. Со второй половины девона и особенно нижнего карбона начинается новый, качественно отличный этап развития — этап герцинской тектоно-магматической активизации. Именно с этим этапом связано подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений Северного Тянь-Шаня. Важно отметить, что структурный план каледонских сооружений не имеет определяющего значения в размещении полиметаллических месторождений, располагающихся преимущественно в контурах площадей, претерпевших тектоно-магматическую активизацию.

Анализ фактических материалов с учетом данных других исследователей позволяет предполагать наличие в Северном Тянь-Шане двух металлогенических эпох — каледонской и герцинской. К первой (в некоторой мере условно) относится ряд колчеданных (Ачикташ, Барскаун и др.) месторождений. Рудные тела, преимущественно в форме согласных залежей, контролируются достаточно протяженной (более 2000 м) зоной дробления и развальцевания в сланцах синия, сопровождаясь глиной трения и зеркалами скольжения (Барскаун), или располагаются параллельными полосами в сланцах протерозоя (Ачикташ). Месторождения, по-видимому, связаны с процессами ранних этапов развития каледонской геосинклинали. Этот тип оруденения изучен недостаточно, но, по нашему мнению, перспективен и имеет, очевидно, более широкое развитие на территории Северного Тянь-Шаня, чем известные месторождения.

Металлогенический облик провинции в целом определяется преимущественным развитием месторождений герцинской эпохи, группирующихся в пределах Восточно-Киргизской, Джумголтау-Терской, Джергаланской, Сонкульской и Таласо-Каратауской металлогенических зон и представленных в основном гидротермальными образованиями с редкоземельно-свинцово-цинковой, олово-свинцово-цинковой и преимущественно свинцово-цинковой минерализацией.

Закономерное размещение рудных районов в пределах провинции определяется главным образом интенсивностью проявления и сочетанием факторов тектоно-магматической активизации. Главнейшими среди них являются: 1) эпикаледонские прогибы и особенно площади внутри них с покровом умеренной мощности, пестрого состава и складчато-глыбового характера дислокаций (Кнауф, 1966) (Восточно-Киргизская, Сонкульская, Джергаланская и другие металлогенические зоны); 2) площади сопряжения глубинных подвижных зон¹ субширотного и субмеридионального направлений; 3) участки проявления интенсивных верхнепалеозойских (позднегерцинских) тектонических движений, малых интрузий и даек (Джумголтау-Терская, Сонкульская и другие зоны); 4) площади сопряжения разломов с поперечными по отношению к ним глубинными подвижными зонами (Курганский, Кумыштагский, Бабаханский и другие рудные районы); 5) контакты каледонских интрузий, обновленные в герцинское время; 6) мобильные, долгоживущие, тектонические структуры, развивающиеся на стыке эпикаледонских прогибов с относительно малоподвижными сооружениями срединных массивов (Актюзский рудный район). Повышенная тектоническая активность привела здесь к раскалыванию глубокометаморфизованного докаледонского основания и образованию серии разломов северо-восточного простирания, служивших путями внедрения малых интрузий и даек различного состава и рудоносных растворов. В близкой позиции находятся Боординский и Шыргытский рудные районы.

Срединно-Тяньшаньская металлогеническая провинция занимает промежуточное положение между

¹ Глубинные подвижные зоны по К. Д. Помазкову (1962 г.) являются длительно развивающимися структурами древнего (докембрийского) заложения, контролирующими распространение палеозойских магматогенных образований.

каледонскими структурами Северного и герцинскими структурами Южного Тянь-Шаня. Отличительной особенностью является полициклическость ее развития: складчатые структуры сформировались здесь в результате консолидации каледонских и герцинских подвижных систем (полигеосинклинальный тип формирования). Чрезвычайно характерна выдержанность на большом расстоянии присущих провинции формационных типов разрезов, сформировавшихся в условиях средне-верхнепалеозойских субгеосинклинальных прогибов. Последние характеризуются незначительным прогибанием и ограниченным развитием отложений определенных этапов (главным образом начальных) и преимущественно карбонатным составом формаций.

Каледонская металлогеническая эпоха в Срединно-Тяньшаньской провинции мало продуктивна. Ведущее металлогеническое значение имели в основном тектоно-магматические процессы герцинской эпохи.

В пределах провинции обособляются Каратауская, Чаткальская и Кавакская металлогенические зоны, характеризующиеся широким развитием месторождений и рудопроявлений телетермального типа. Проявления свинцово-цинковых руд приурочены в основном к карбонатным отложениям трансгрессивной серии верхнего девона — нижнего карбона, отвечающим начальным этапам формирования среднепалеозойского субгеосинклинального прогиба.

Оруденение отличается строгой приуроченностью к определенным стратиграфо-литологическим горизонтам, широким площадным распространением, простым вещественным составом и преимущественно согласной пластовой формой рудных тел.

Большинство известных проявлений свинцово-цинковой минерализации в известняках верхнего девона — нижнего карбона характеризуются невысокими концентрациями металлов. Однако при благоприятном сочетании вмещающих отложений, содержащих, вероятно, первичноосадочную минерализацию, с зонами разломов образуются достаточно богатые руды.

Таким образом, рудные районы и месторождения телетермального типа являются сложными гетерогенными образованиями, сформировавшимися в результате наложения процессов постмагматической активизации на первично седиментационную рассеянную рудную минерализацию.

Главнейшими факторами, определяющими размещение рудных районов этого типа, являются: стратиграфо-литологический (зоны развития карбонатной формации верхнего девона — нижнего карбона), палеогеографический (тектонические впадины прибрежных зон) и структурный (разломы, вдоль которых в конечные этапы развития подвижных систем проявились процессы постмагматической активизации).

Южно-Тяньшаньская металлогеническая провинция сформировалась на месте моногеосинклинальной системы герцинской консолидации. Начальные и ранние стадии ее развития отличаются слабым магматизмом и не имеют практического значения для эндогенной металлогении полиметаллов.

Геолого-тектонический анализ показывает крайне неравномерное развитие Южно-Тяньшаньской геосинклинали. В раннем и начале среднего палеозоя на фоне интенсивного прогибания ее центральной части периферические площади — Кураминская на севере и Гиссарская на юге — были относительно стабильными территориями типа срединных массивов (Николаев, 1929).

Кураминская область (наиболее насыщенная рудными месторождениями) характеризуется своеобразным тектоническим режимом, отличным от прилегающих областей Южного и особенно Срединного Тянь-Шаня (Карпова, 1960; Аделунг, 1964). В раннем и начале среднего палеозоя здесь существовал устойчивый геантиклинальный режим, сменившийся во второй половине среднего палеозоя субгеосинклинальным. Период позднего палеозоя характеризуется интенсивным развитием наземного

вулканизма и складчато-глыбовых дислокаций, которые, по данным В. А. Арапова, обусловили развитие структур типа горст-антиклиналей, грабен-синклиналей, мульд проседания, узких синклинальных прогибов и горстов, ограниченных разломами. Площади горст-антиклиналей сложены полигенными телами интрузивных пород верхнего палеозоя, а прилегающие к ним грабен-синклинали — осадочными и вулканогенными образованиями среднего — верхнего палеозоя. Мульды проседания и синклинальные прогибы с разделяющими их горстами выполнены мощными вулканогенными толщами, смятыми в брахискладки.

Металлогенический облик области определяется преимущественным развитием полиметаллического оруденения скарнового, гидротермального, а также телетермального типов. В области выделяются Кураминская; Каржантауская и Кассан-Бозбутауская металлогенические зоны, а в их пределах ряд рудных районов. Наиболее продуктивна на полиметаллы Кураминская зона. Главнейшими факторами размещения рудных районов в ее пределах являются структуры грабен-синклиналей и мульд проседания. Грабен-синклинали, сложенные в основном среднепалеозойскими карбонатными отложениями, вмещают большинство скарноворудных месторождений (Алтынтопканский рудный район) и в меньшей мере контролируют размещение гидротермально-метасоматических. В мульдах проседания, образованных мощной толщей верхнепалеозойских эффузивов, размещаются главным образом гидротермально-метасоматические и жильные месторождения (Канимансурский и Лашкерекский районы). Площади развития гранитоидных интрузий обычно насыщены мелкими жильными рудопроявлениями, однако встречаются и промышленные скопления руд (Гудасский и Наугарзанский районы). Главная роль в размещении отдельных месторождений Кураминской зоны принадлежит позднегерцинским разломам при пересечении ими благоприятных в литологическом отношении горизонтов (Вольфсон, 1940; Королев, Шехтман, 1959).

Своеобразным типом оруденения отличается Кассан-Бозбутауская металлогеническая зона. Для нее характерно широкое проявление вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения телетермального типа, локализующегося на площадях развития карбонатной формации верхнего девона с практически полным отсутствием проявлений верхнепалеозойской магматической деятельности (Сумсарский рудный район).

Алай-Жокшаальская складчатая область — наиболее крупная тектоническая единица Южного Тянь-Шаня — относится к типу ортогеосинклинальных (Карпова, 1959) структур длительного развития. В металлогеническом отношении интерес представляют Карачатырская и Писталитауская зоны, располагающиеся в окраинной части области.

Особенностью геологического строения этих зон является развитие карбонатной формации верхнего девона — нижнего карбона, эквивалентной аналогичным образованиям Срединного Тянь-Шаня и Кураминской складчатой области. Эта формация является вмещающей для рудных районов с преимущественным развитием телетермального типа оруденения (Учкулачский, Канигутский, Канский). Размещение районов имеет черты сходства с рудными районами Срединно-Тяньшаньской металлогенической провинции. Несколько обособляется Канский рудный район в Карачатырской зоне, отличающийся от других районов приуроченностью к полосе метаморфизованных ультраосновных пород.

Южно-Гиссарская складчатая область обнаруживает ряд сходных черт развития с Кураминской. В раннем и среднем палеозое на ее территории господствовал геантиклинальный режим, сменившийся в начале раннего карбона субгеосинклинальным. Низы разрезов верхнего палеозоя здесь в отличие от Кураминской области сложены переслаивающимися эффузивно-осадочными породами, среди которых преобладают основные разности вулканогенных пород подводного излияния. Своеобразие обстановки

обусловило специфические черты металлогении. В Южно-Гиссарской области развиты в основном месторождения колчеданного типа. Они группируются в пределах выделенной здесь Байсунской металлогенической зоны и характеризуются преимущественно согласными, реже секущими рудными телами в эффузивах и известняках нижнего карбона (Хандизинский район).

Металлогения платформенного периода. В мезо-кайнозой Тянь-Шань представлял собой молодую платформу с присущими ей специфическими чертами геологического строения и металлогении. Геологические разрезы этого периода характеризуются развитием субплатформенных формаций, практическим отсутствием проявлений интрузивного и эффузивного магматизма и сопутствующих послемагматических процессов.

Известные проявления полиметаллической минерализации расположены в хр. Ак-Шийряк в отрогах Гиссара, в Таджикской депрессии, Алайском прогибе и приурочены к отложениям юры, мела, палеогена. Преобладают гидротермальный и осадочный типы. Рудопроявления первого типа размещаются в зонах дизъюнктивных нарушений киммерийско-альпийского возраста (Кугитангская металлогеническая зона). Осадочные проявления контролируются сочетанием благоприятных литолого-фациальных и палеогеографических условий и характеризуются широким площадным распространением, простым, часто мономинеральным вещественным составом оруденения, строгой приуроченностью минерализации к определенным стратиграфо-литологическим горизонтам пород, развитием псевдоморфоз по органическим остаткам растительного и животного происхождения (Шмулевич, 1962).

Таким образом, процессы образования полиметаллических руд имели место в каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский циклы, выделенные в соответствующие металлогенические эпохи. Наиболее продуктивными в отношении полиметаллического оруденения являются поздние и конечные этапы герцинского тектоно-магматического цикла, а также процессы позднепалеозойской активизации каледонских складчатых сооружений. Не менее интенсивны процессы образования оруденения телетермального типа, локализованного в осадочных формациях, и колчеданного типа, приуроченного к эффузивно-осадочным формациям.

Резкие отличия геологического строения и истории формирования металлогенических провинций (складчатых областей) обусловили дифференцированное распространение определенных типов месторождений и рудных районов, а также многообразие и специализацию рудоконтролирующих факторов, являющихся по существу поисковыми критериями выявления рудных районов.

Металлогенический анализ позволил вскрыть закономерные связи рудообразующих процессов с другими геологическими явлениями и на этой основе выявить критерии размещения конкретных рудных районов и тем самым произвести прогнозную оценку территории Средней Азии на полиметаллы.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ И ПРОГНОЗНЫХ КАРТ

В Советском Союзе металлогения стала самостоятельной отраслью геологических наук, имеющей большое научное и практическое значение. Но в развитии металлогенических исследований имеются и существенные недостатки. Дело в том, что металлогеническое исследование и металлогения как наука нередко становится самоцелью, и тогда исследования сводятся только к построению определенных схем и разработке некоторых теоретических положений. Главные прикладные вопросы — вопросы прогнозирования — часто остаются неразработанными, в результате чего прикладная сторона не получает достаточного развития.

Составление прогнозных карт является завершающим этапом геологических исследований: картирования, стратиграфо-литологических, структурных, геофизических, петрологических, минералого-геохимических и др., в основу которых с самого начала должна быть положена идея прогнозирования, выяснение условий образования (в широком смысле этого слова) и закономерностей размещения полезных ископаемых. Тем самым будет обеспечено построение объективных металлогенических схем и на их основании составление реальных прогнозных карт.

Прежде чем приступить к рассмотрению прогнозных построений, необходимо внести определенную ясность в вопрос о принципах подхода к разрешению этой проблемы, а затем разработать методы составления карт. Следует отметить, что принципы и методы — это разные понятия, хотя они взаимно связаны.

Принцип — это методология, а метод — его реальное выражение. Мы исходили из принципа, что любой тип месторождений полезных ископаемых образуется и развивается в определенных геологических условиях и обнаруживает тесную причинную связь со всеми особенностями той геологической обстановки, в которой он возникает, т. е. процесс образования месторождений мы рассматриваем как явление, находящееся во всеобщей связи и взаимной обусловленности со всеми геологическими процессами. На этих позициях развивается советская металлогеническая школа, основоположниками которой являются А. Е. Ферсман, В. А. Обручев, В. И. Смирнов, С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин. Необходимо учитывать также геолого-экономические особенности региона.

Процесс составления прогнозных карт распадается на пять главных этапов, в которых составляются: обзорная карта полезных ископаемых, схема геологического районирования, карта размещения полезных ископаемых, металлогеническая схема, карта прогноза.

Охарактеризуем выделенные этапы на примере карты масштаба 1 : 500 000.

Первый этап — составление карты полезных ископаемых региона. Такая карта полезных ископаемых должна существенно отличаться от обычных кадастровых карт. В качестве основы карты размещения полезных ископаемых, металлогенических схем и прогнозных карт она должна быть генетической и сопровождаться обстоятельной объяснительной запиской с приложением каталога всех месторождений и проявлений полезных ископаемых. При помощи такой карты подводится итог геологических исследований территории, выясняется степень изученности отдельных площадей и выявляются характерные для данного региона виды полезных ископаемых и т. д.

Второй этап характеризуется составлением схемы геологического районирования. Существует много способов районирования территорий, имеющих прямое отношение к нашей тематике: геологическое, тектоническое, геофизическое, металлогеническое и др. Ведущим для металлогенических построений и составления прогнозных карт является геологическое районирование.

Вопросами районирования территории начали заниматься сравнительно недавно; основоположником этого направления является А. Е. Ферсман. Выделив впервые Монголо-Охотский металлический пояс, он показал, что геологические исследования без районирования нецелесообразны и затруднительны. Затем примерно в эти же годы Д. В. Наливкин наметил схему тектонического районирования Тянь-Шаня, выделив ряд структурных дуг, на основе которых выявилось зональное строение орогенных сооружений этого региона. В последующие годы проблеме тектонического районирования Средней Азии посвятили исследования А. Е. Ферсман, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. А. Николаев, В. И. Попов, А. В. Пейве, Н. М. Сеницин, В. Н. Огнев и др.

Проблема районирования территории в связи с металлогеническими исследованиями освещалась в работах В. И. Попова и Б. Н. Наследова (1932), В. И. Попова (1938), С. С. Смирнова (1941 г.), Ю. А. Билибина (1955), В. И. Смирнова (1959), Е. Д. Карповой (1959); Е. А. Радкевич (1959), Е. Т. Шаталова и А. В. Орловой (1964), Х. М. Абдуллаева (1958), В. Е. Хаина (1962), Д. И. Горжевского (1966) и др. Проблема районирования территории приобретает важное направление в геологической науке.

Наши принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт изложены в ряде работ (Бабаев, 1962, 1964_{1, 2}); отметим главные их особенности.

1. Месторождения полезных ископаемых формируются в определенной геологической обстановке. Понятие «геологическая обстановка» охватывает совокупность стратиграфо-литологических, тектонических, петрологических, геохимических черт территории и степень эрозионного среза.

2. Геологическая обстановка только тогда становится конкретной, когда получает четкую качественно-количественную характеристику. Выполнение этого требования составляет сущность нашей методики по районированию и сводится к следующему:

1) выделяются несколько порядков естественно обособленных региональных территорий, имеющих специфические геолого-структурные особенности, которые названы соответствующими терминами — региональные геологические провинции, пояса, зоны, районы, рудные поля и месторождения. Средняя Азия, например, по этой номенклатуре является провинцией. Границами между выделенными территориями служат межгорные депрессии, разломы, линии резкой смены фаций и формаций;

2) для каждой территории составляются историко-геологические разрезы. Составление разрезов позволяет обобщить весь фактический материал по стратиграфии, литологии, тектонике, магматизму и тем самым проследить весь ход геологического развития данного региона во времени; выделить соответствующие фациальные зоны. Для примера здесь и далее приведем данные по Северо-Тяньшаньскому поясу и его зонам (рис. 43);

3) на основе качественной и количественной характеристики горных пород, слагающих регион, производится формационный анализ и определяется характер геологического развития конкретного района. Для этого производится подсчет площадей распространения горных пород разных формаций в процентах. При этом характеризуются соотношения между главными группами горных пород: осадочно-метаморфических, интрузивных и эффузивных, между всеми интрузивными и эффузивными породами, между разновозрастными группами интрузивных пород, между разновозрастными группами эффузивных пород, между главными петрографическими типами в каждой из возрастных групп интрузивных и эффузивных пород (рис. 44).

литы, известняки и различные сланцы; 16 — метаэффузивы, диабазы, порфириты, кератофиты, мраморы, гнейсы и другие метаморфизованные породы; 17 — кварциты, мраморы, амфиболиты, гнейсы, мигматиты, метаэффузивы; 18 — орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы

Интрузивные породы (по горизонтали): 1 — дуниты, перидотиты, пироксениты; 2 — диаллаговые габбро, горблендиты, амфиболиты; 3 — диориты, кварцевые диориты, габбро; 4 — порфириовидные граниты, гранодиориты, диориты, дайки лейкократовых гранитов; 5 — микроклино-олигоклазовые двуслюдяные гнейсо-граниты; 6 — кварцевые диориты; 7 — ультраосновные породы (дуниты, перидотиты); 8 — меланократовые сиенито-диориты, габбро-диориты, габбро, нориты, кварцевые монзониты; 9 — кварцевые диориты, диорито-сиениты; 10 — микроклиновые граниты, биотитовые роговообманковые кварцевые диорито-сиениты, гранодиориты; 11 — лейкократовые граниты, граниты, гранодиориты и плагиограниты; 12 — щелочные граниты; 13 — перидотиты, пироксениты, перлиты, гарцбургиты; 14 — габбро, габбро-нориты; 15 — кварцевые диориты, диориты; 16 — олигоклазовые граниты, роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты; 17 — биотитовые и лейкократовые граниты и гранодиориты; 18 — гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; 19 — лейкократовые граниты, граниты; 20 — дуниты, перидотиты, пироксениты; 21 — гранодиориты, кварцевые диориты, иногда гранит-порфиры; 22 — граниты, лейкократовые граниты; 23 — молодые граниты и гранит-порфиры; 24 — щелочные граниты и сиениты; 25 — диориты и кварцевые диориты; 26 — гранодиориты, кварцевые диориты; 27 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 28 — щелочные граниты, сиениты, нефелиновые сиениты; 29 — аляскиты, лейкократовые граниты; 30 — щелочные граниты, нефелиновые сиениты; 31 — диориты и кварцевые диориты; 32 — гранодиориты и граниты; 33 — граниты, лейкократовые граниты; 34 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 35 — щелочные породы (граниты и сиениты)

Горные породы в наших исследованиях имеют решающее значение. По ним определяются тектоно-магматические процессы, выделяются структурно-фациальные зоны, структурно-формационные комплексы, структурные ярусы, этажи и т. д.

Подсчет площадей распространения горных пород разных формаций нужно было дать в объемном выражении, но для этого необходимо сначала

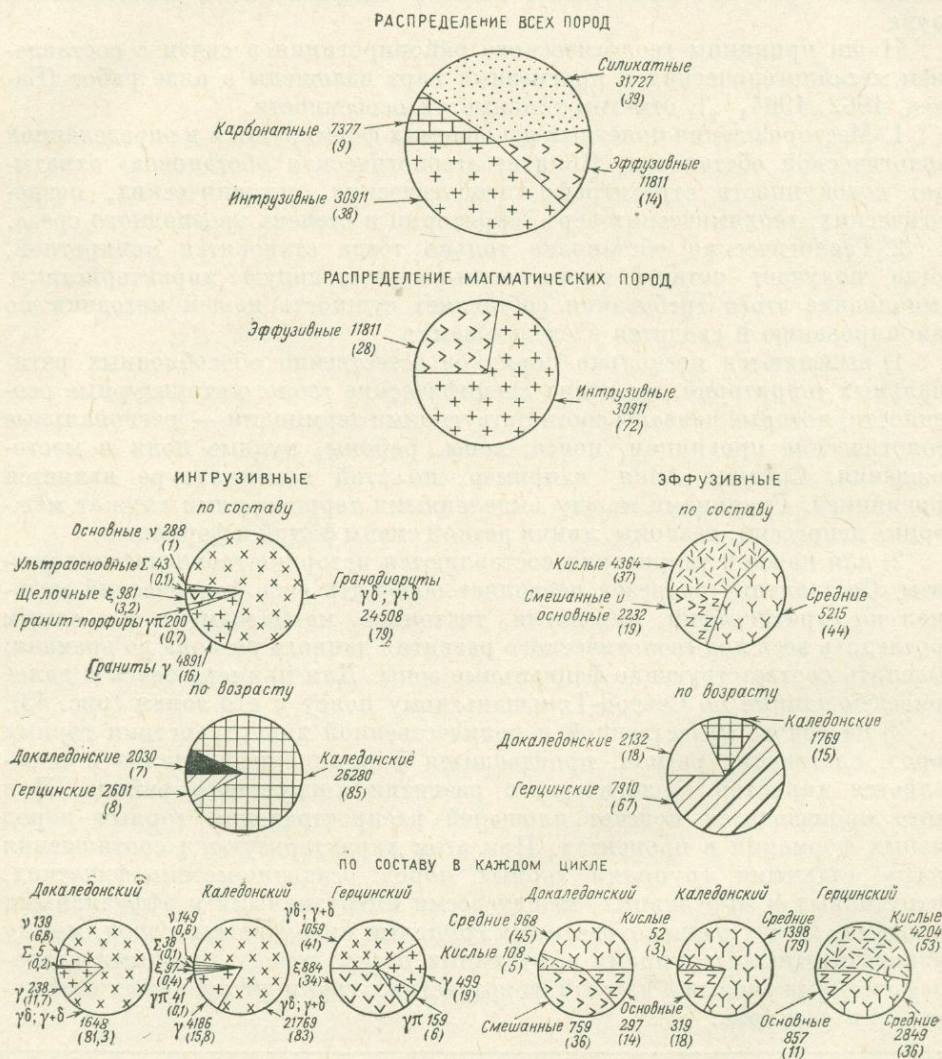


Рис. 44. Распределение горных пород в Северо-Тяньшаньском поясе. Общая площадь 81826 км²

выполнить в большем масштабе специальные геофизические работы, что пока не представляется возможным. Материалы для этой цели нужно собирать постепенно, но систематически по отдельным зонам, а затем обобщить по региону в целом. Пока будет достигнута возможность для объемного подсчета можно и нужно пользоваться данными площадного подсчета, тем более что эти сведения полностью отвечают требованиям современного уровня металлогенических исследований. Эффективность площадных подсчетов нами проверена на примере металлогенического анализа для редких металлов.

Для примера приведем количественную характеристику по одной из зон Северной ветви Северо-Тяньшаньского пояса — Кетменской

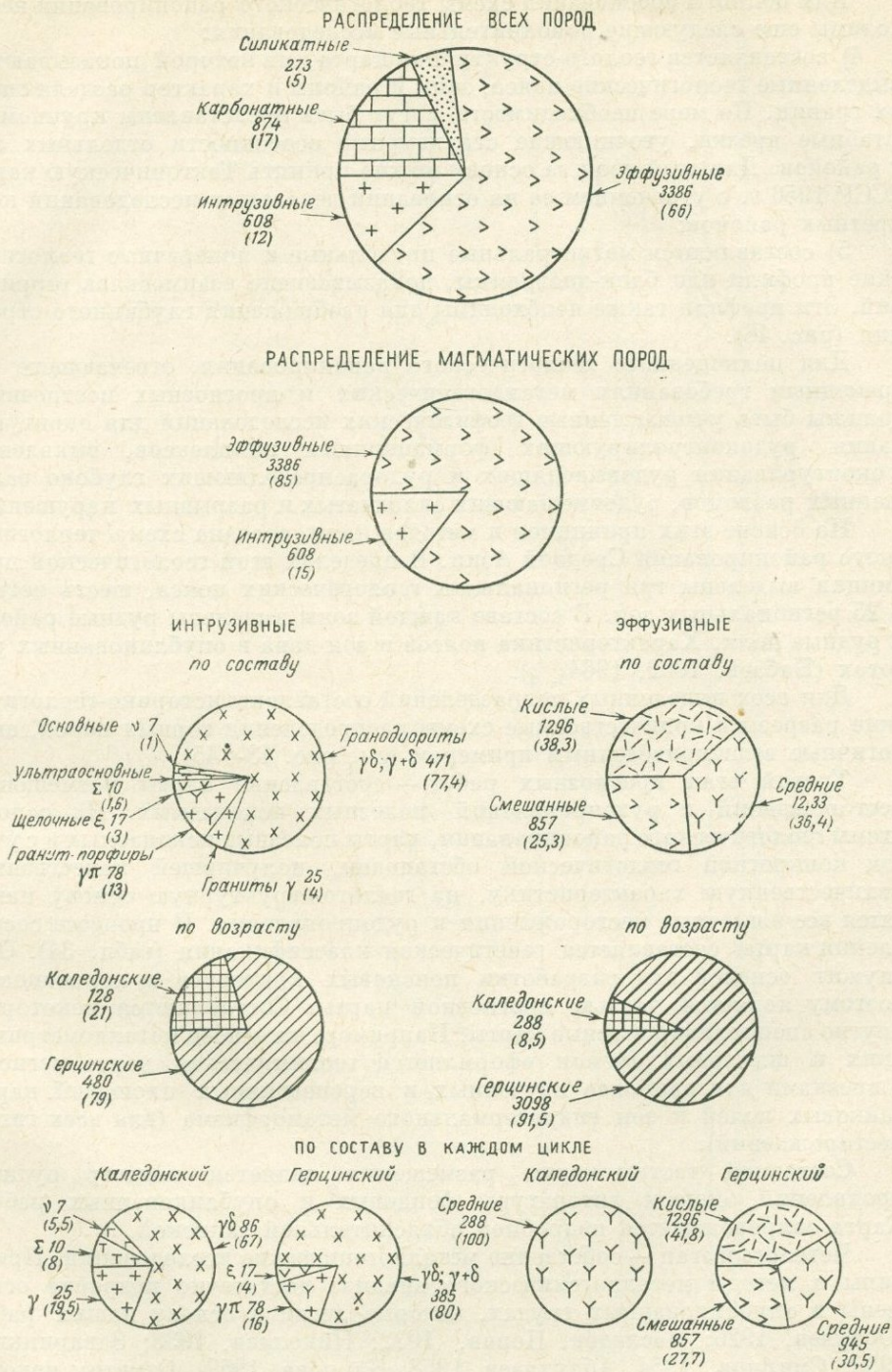


Рис. 45. Распределение горных пород в Кетменской зоне (Северная ветвь Северо-Тяньшаньского пояса). Общая площадь 5141 км²

(рис. 45). В диаграммах учитываются возрастные и петрографические особенности всех главных групп пород и их количественные соотношения. При таком показе отличительные и неповторимые особенности отдельных территорий выступают в наглядной и удобной для сопоставления форме, важной при металлогеническом анализе.

Для полноты обоснования схемы геологического районирования необходимы еще следующие дополнительные исследования:

4) составляется геолого-структурная карта, на которой показываются выделенные геологические пояса, зоны и районы и характер разделяющих их границ. По мере необходимости могут быть представлены крупномасштабные врезки, уточняющие структурные особенности отдельных зон и районов. Для этой цели за основу можно принять Тектоническую карту СССР 1956 г. с уточнением ее на основании детальных исследований конкретных районов;

5) составляются магистральные продольные и поперечные геологические профили или блок-диаграммы, показывающие взаимосвязь территорий. Эти профили также необходимы для изображения глубинного строения (рис. 46).

Для полноценного геологического районирования, отвечающего современным требованиям металлогенических и прогнозных построений, должны быть учтены данные геофизических исследований для оконтуривания рудоконтролирующих формационных комплексов, выявления и оконтуривания рудовыводящих и рудораспределяющих глубоко заложённых разломов, рудовмещающих складчатых и разрывных нарушений.

На основе этих принципов и методов нами создана схема геологического районирования Средней Азии. В пределах этой геологической провинции выделены три региональных геологических пояса, шесть ветвей и 25 региональных зон. В составе каждой зоны выделены рудные районы и рудные поля. Характеристика поясов и зон дана в опубликованных работах (Бабаев, 1962, 1964_{1, 2}).

Для всех выделенных подразделений составлены историко-геологические разрезы и количественные схемы распределения горных пород, аналогичные вышеприведенным примерам (см. рис. 43—45).

Третий этап прогнозных работ — составление карты размещения месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. На основе схемы геологического районирования, карты полезных ископаемых и с учетом конкретной геологической обстановки, получившей качественно-количественную характеристику, на геолого-структурную основу наносятся все известные месторождения и рудопроявления. В процессе составления карты составляется генетическая классификация (табл. 34). Она служит основой для разработки поисковых критериев и признаков и поэтому является частью прогнозной карты. Составляются некоторые другие специализированные карты. Например, на основе металлотрических и шлиховых съемок оформляется геохимическая карта региона с врезками для наиболее изученных и перспективных площадей, карта дайковых полей и зон гидротермального метаморфизма (для всех типов месторождений).

Составной частью карты размещения является кадастр рудных проявлений, список литературы фондовых и опубликованных работ. Карта сопровождается подробной объяснительной запиской.

Четвертый этап — собственно металлогенические исследования. Принципы и методы металлогенического анализа достаточно подробно освещены в опубликованных трудах, которые легли в основу наших работ (Обручев, 1926; Наследов, Попов, 1932; Николаев, 1933; Заварицкий, 1939; Смирнов, 1954; Абдуллаев, 1958; Карпова, 1959). Отметим некоторые положения, характеризующие сущность изложенного подхода к металлогеническому анализу.

Для углубленного металлогенического анализа составляется серия крупномасштабных карт-врезок, характеризующих наиболее перспективные, сложные или хорошо изученные площади. Этими картами могут быть детальная геологическая, геолого-структурная, формационные и т. д. Все они сопровождаются составлением диаграмм, сводных таблиц и многих других документаций. На основе этих материалов устанавли-

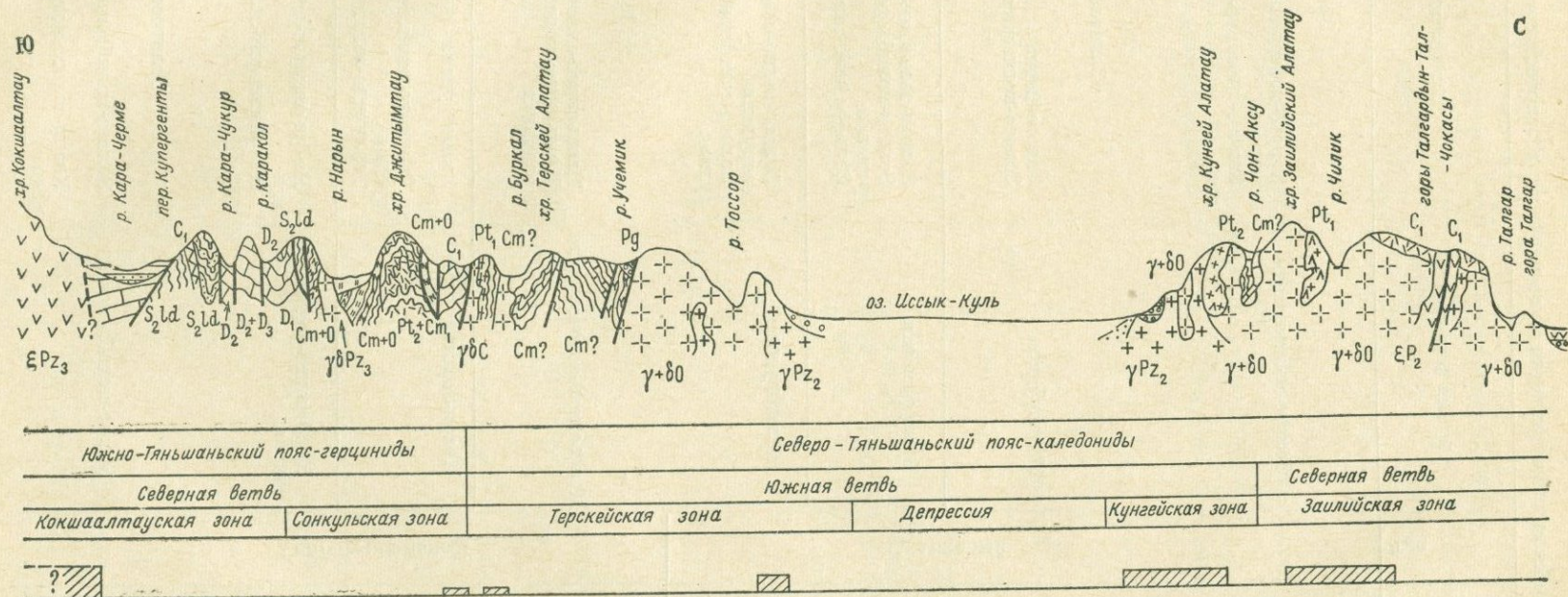


Рис. 46. Магистральный геологический разрез через Северо- и Южно-Тяньшаньский региональные геологические пояса. На нижней линии штриховкой показаны перспективы рудоносности по редким металлам. (Приводится как пример)

Генетическая классификация золоторудных и золотосодержащих руд

Категория	Группа	Класс	Тип	Рудная формация	Подформация
Эндогенная	Апомагматическая	Дейтеромагматический	Скарновый	Золоторудные	
				Золото-мышьяковая	Золото-колчеданно-мышьяковая Золото-кобальто-мышьяковая
				Золотосодержащие	
				Меднорудная	Золото-медная Золото-колчеданно-медная
				Вольфрамовая	Золото-вольфрамовая Золото-молибденово-вольфрамовая Вольфрамово-золоторудная
				Железорудная	Золото-медно-кобальто-железорудная Золото-сульфидно-железорудная
		Телемагматический	Гидротермальный	Золоторудные	
				Мышьяково-золоторудная	Мышьяково-золоторудная Мышьяково-колчеданно-золоторудная
				Кварц-золоторудная	Золоторудная Свинцово-цинково-золоторудная Теллуридо-золоторудная
				Карбонатно-золоторудная	Кварц-анкерит-золоторудная Кварц-сидерит-золоторудная
				Золотосодержащие	
				Медно-молибденовая	Золото-молибденово-медная Кварц-золото-молибденово-медная

проявлений Средней Азии (К. Л. Бабаев, А. А. Абдукаюмов, 1967 г.)

Характерные минералы и минеральные ассоциации	
Главные	Сопутствующие
месторождения	
Арсенопирит, леллингит, данаит Au дисперсное в сульфидах (арсенопирит, леллингит и др.), самородное и теллуриды (калаверит)	Минералы мышьяка Халькопирит Висмутин, тетрадимит
месторождения	
Халькопирит, борнит Au самородное в сульфидах и дисперсное в кварце	Другие сульфиды
Шеелит	Молибденит, золото самородное в сульфидах (арсенопирит, халькопирит), в кварце или скарновых минералах
Гематит, магнетит	—
месторождения	
Арсенопирит, леллингит Au в сульфидах (арсенопирит, пирротин, пирит) дисперсное и самородное	Висмутин, тетрадимит Сульфиды
Au самородное в кварце и менее в сульфидах (блеклые руды, пирит, арсенопирит)	Тетраэдрит, пирит и др.
Самородное золото (электрум)	С золотом, стефанитом
месторождения	
Халькопирит Молибденит	Au в сульфидах и самородное в кварце Au в сульфидах

Категория	Группа	Класс	Тип	Рудная формация	Подформация
		Телемагматический	Гидротермальный	Свинцово-цинковая	Золото-свинцово-цинковая Колчеданно-золото-свинцово-цинковая
				Медно-висмутовая	Золото-медно-висмутовая Свинцово-цинково-золото-медно-висмутовая
				Меднорудная	Золото-медная Кварц-золото-медная
				Сурьмяная	Пирит-золото-сурьмяная Кварц-золото-сурьмяная

вается приуроченность эндогенной рудной минерализации к тектоническим ярусам, их локализация в определенной литологической обстановке, их связь с магматическими комплексами, зонами гидротермального метаморфизма и пр. Выясняются условия образования различных генетических типов эндогенных рудных проявлений и закономерности их размещения в пространстве и во времени. В результате составляется металлогеническая карта, которая с наибольшей полнотой отображает основные металлогенические закономерности в связи с общим характером развития земной коры.

Пятый этап — завершается составлением прогнозной карты в окончательном ее варианте и разработкой поисковых критериев общего и частного характера. Разработка поисковых критериев должна исходить из следующих положений: 1) масштаб прогнозирования, 2) генетические типы изучаемого полезного ископаемого и 3) особенности геологической обстановки региона.

В качестве поисковых критериев используются общепринятые — литологические, геолого-структурные, магматические (особо выделяется значение интрузивных и эффузивных комплексов), метаморфические (зоны гидротермального метаморфизма), геохимические (с учетом данных металлометрических, шлиховых исследований и др.). Важнейшим поисковым признаком являются рудные выходы и следы древних работ.

Отметим некоторые особенности перечисленных рудоконтролирующих факторов и их значение как поисковых критериев в оценке золоторудных проявлений.

Избирательный характер среды в локализации золоторудных проявлений в рассматриваемом районе является одним из важных критериев. Преобладающее большинство золоторудных и золотосодержащих месторождений приурочено к породам алюмосиликатного состава, таким, как осадочно-метаморфические (сланцы, роговики, песчаники), вулканогенные (различные порфиры и туфы) и скарновые образования. Вследствие этого литологический фактор наряду с другими был положен в основу при оценке перспективности отдельных районов, если даже в их пределах пока и не установлены золоторудные проявления (например, Чуилийская,

Характерные минералы и минеральные ассоциации	
Главные	Сопутствующие
Галенит, сфалерит, халькопирит	Au с сульфидами (пирит и др.), кварцем, арсенопиритом, в сфалерите
Халькопирит, висмутин, висмут самородный Галенит, сфалерит	Au самородное и теллуриды
Халькопирит, блеклые руды	Au с сульфидами и кварцем
Антимонит	Au с пиритом и кварцем

Кетменская зоны). Особо благоприятны территории, сложенные верхнепалеозойскими магматическими образованиями кислого и среднего состава.

Структурный контроль рассматривается как один из важных факторов, при этом учитывается значение региональных и локальных разрывных структур. В первой группе выделяются рудовыводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие типы структур. К последнему типу относятся и структуры отдельных рудных полей и месторождений. Все золоторудные районы Средней Азии и рудные поля имеют блоковые структуры различного масштаба, и эта особенность имеет важное значение при оценке отдельных территорий.

Магматический критерий рассматривается с разделением пород на две группы, с которыми золоторудная минерализация имеет парагенетическую и генетическую связь. К последней относятся гранитоиды повышенной основности, такие, как гранодиориты, диориты, сиениты и, очевидно, жильные породы, например некоторые типы лампрофиров.

Довольно отчетливо устанавливается парагенетическая связь золоторудной минерализации с малыми интрузиями, преимущественно дайковыми образованиями, вулканогенными формациями, основными и ультраосновными породами. Таким образом, некоторые магматические породы имеют двойное значение. Например, дайки являются важным структурным фактором (парагенетическая связь), а в отдельных случаях некоторые лампрофиры сами оказываются рудоносны (генетическая связь) (Бабаев, 1956). Вулканогенные породы в большинстве случаев благоприятны как среда локализации оруденения, а местами являются рудоносными (генетическая связь).

Метаморфическим критерием служат зоны гидротермального метаморфизма. Для золоторудной минерализации Средней Азии важнейшим типом гидротермального метаморфизма являются зоны окварцевания. Кроме того, важное значение имеют зоны серицитизации, хлоритизации, карбонатизации. Все территории, в которых зафиксированы зоны гидротермально измененных пород, выделены как перспективные, особенно те, которые сложены вулканогенной формацией.

При прогнозных построениях систематически учитывался геохимический критерий. Он включает: 1) геохимические процессы в зоне гипергенеза (например, железные шляпы и др.); 2) ореолы повышенного содержания золота и сопутствующих ему элементов и минералов, установленные по данным шлихового опробования и металлометрических съемок, проверенные на больших площадях в отдельных районах Средней Азии; 3) наличие минералов и элементов, имеющих парагенетическую ассоциацию с золотом.

Золоторудные проявления (с первичными и вторичными ореолами рассеяния) и следы древних работ по существу служат прямыми поисковыми признаками. При оценке перспектив отдельных золотоносных районов на основе изучения золоторудных проявлений учитывались их качественные (генетические типы и формации, например Нурагинская зона) и количественные (многочисленные точки золоторудных проявлений, например, Кураминская, Киргизская зоны) особенности рудной минерализации. Следы древних работ на территории Средней Азии имеют важное поисковое значение, особенно в Кураминской, Нурагинской и других зонах. В Центральных Кызылкумах в древности разрабатывалась бирюза и местами в значительных масштабах, тогда как признаков добычи золота в этом районе пока не установлено.

На сводной прогнозной карте выделяются конкретные площади для постановки геологопоисковых и ревизионных работ. Кроме того, на карте следует выделить перспективные площади для проведения специальных петрологических, литологических, структурных, металлометрических и иных геологических исследований для составления в последующем прогнозных карт.

Прогнозная карта оформляется на прозрачной основе в виде накладки на металлогеническую, но со специальной нагрузкой и особыми обозначениями.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

О ЗОНАЛЬНОСТИ В РАЗМЕЩЕНИИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МИНЕРАЛОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДОВОЙ ФОРМАЦИИ

Площадь месторождения сложена преимущественно терригенно-осадочными и в меньшей степени вулканогенными породами (Королева, Королев, Овечкин, 1966). Интрузивные образования представлены одной дайкой кварцевых порфиров. Все породы претерпели гидротермальные изменения, выразившиеся в доломитизации, ороговиковании, окварцевании, серпентинизации, тремолитизации и серицитизации. Наибольшее распространение имеют доломитизация и окварцевание. На севере площадь месторождения ограничивается крупным широтным разломом.

Разрывные нарушения образуют две системы: субширотную, совпадающую с ориентировкой ограничивающего разлома, и северо-восточную, оперяющую его. Основной рудоконтролирующей структурой является северо-восточный Рудный разлом. По особенностям геологического строения и изменению генеральных значений элементов залегания в этом разломе выделяются три крупных звена, из которых наибольший интерес представляет Центральное. Разлом в пределах этого звена имеет волнистость, обусловленную изменением элементов залегания. Сочетание волн по падению и простиранию определяет сложную морфологию поверхности разлома, в которой выделяются системы граней, полого склоняющиеся на юго-запад и круто на юго-восток. Основные рудные тела размещаются в пределах Центрального звена.

Особенностями минерального состава руд являются: 1) небольшое число распространенных минералов, образующих значительные скопления, 2) преобладающая роль сульфидов, среди которых ведущее место занимает пирит (в отдельных местах до 90% от объема породы), 3) наличие теллуридов золота, серебра, висмута и их приуроченность к тетраэдриту. Большинство рудных минералов (а теллуриды все без исключения) находится в микроскопически малых выделениях и представлены сульфидами, теллуридами и самородными элементами.

Сложная тектоническая обстановка на месторождении, неоднократные обновления разрывных нарушений во время минералообразования приводили к изменению физико-химических условий. Это обусловило многостадийное отложение минералов и возникновение различных по минеральному и вещественному составу парагенетических комплексов.

Детальное изучение вещественного состава руд и возрастных соотношений минералов и их агрегатов позволяет выделить два этапа формирования месторождения: гидротермальный и супергенный, а в первом восемь стадий (табл. 35). Каждой стадии соответствует определенный парагенетический комплекс минералов.

В течение первых двух стадий — ранней и поздней силикатной — происходили преимущественно изменения вмещающих пород. На измененные породы наложилась вся последующая минерализация.

Последовательность отложения парагенетических комплексов минералов и их состав

Этап	Стадия	Парагенетический комплекс минералов	Минеральный состав парагенетического комплекса
Гидротермальный	Силикатно-карбонатная	Кварц-доломитовый	Гранат, пироксен, магнетит, доломит, кварц
	Водных силикатов	Серицит-хлоритовый	Эпидот, тремолит, тальк, серпентин, серицит, пирит, клинохлор, кальцит
	Сульфидная	Пиритовый	Пирит, халькопирит, висмутит, жозеит, висмут самородный
	Силикатно-сульфидная	Сфалерит-халькопиритовый	Кварц, кальцит, халькопирит, сфалерит, галенит
	Золото-теллуридовая	Тетраэдрит-золото-теллуридовый	Кварц, тетраэдрит, тетрадимит, теллуrowисмутит, петцит, калаверит, сивьянит, гессит, золото
	Карбонат-сульфидная	Кварц-доломит-галенитовый	Кварц, доломит, галенит, блеклая руда, халькопирит, пирит, бурнонит, аргентит, алтант, серебро
	Окисная	Гематит-гидрогематитовый	Кварц, гематит, гидрогематит
	Карбонат-сульфатная	Барит-анкеритовый	Барит, адуляр, анкерит, кальцит, доломит, пирит, марказит, халькопирит
Супергенный		Золото-лимонитовый	Алуит, гидраргиллит, ярозит, гидроокислы железа, окислы марганца, золото, серебро, сурьма, борнит, халькозин, малахит, азурит, ковеллин

Примечание. Полужирным выделены широко распространенные минералы, разрядкой — среднераспространенные, не выделены — редко встречающиеся.

Рудообразование началось формированием пиритового комплекса, широко развитого во всех рудных телах. Отложение пирита сопровождалось замещением вмещающих пород с возникновением своеобразных прорастаний рудных и нерудных минералов.

В сплошных пиритовых рудах нередко наблюдается неравномерно-зернистая или порфиоровидная структура, обусловленная локализацией мелких зерен вокруг более крупных (Королева, Королев, Овечкин, 1966). Травлением отдельных кристаллов пирита выявлено зональное и почковидное их строение, характерное для колломорфных образований.

Кристаллы пирита 1 и его агрегаты несут следы механической деформации в виде трещиноватости, дробления и появления зеркал скольжения. Промежутки между обломками пирита выполнены кварцем и поздними сульфидами. В пирите 2 установлены более высокие содержания химических элементов, обнаруженных в пирите 1 (из вмещающих пород). Эти элементы входят в состав тетраэдрита, гессита, жозеита, калаверита, петцита, алтаита и самородного золота, образующих включения в пирите сульфидного комплекса.

Пиритовый комплекс характеризуется своими особенностями размещения. Об общих границах его развития можно до некоторой степени судить по проявлению кварц-лимонитовых образований, которые устанавливаются на протяжении всего Центрального звена. В верхней части месторождения этот комплекс прослеживается непрерывно в пределах граней крутого падения. На более глубоких горизонтах, по мере выполаживания поверхности Рудного разлома, появляются столбообразные участки, в пределах которых пиритовый комплекс распространен ограниченно. Наибольшая интенсивность его проявления устанавливается в интервале, ограниченном по простиранию линиями сопряжения с Рудным разломом разломов иного направления.

В силикатно-сульфидную стадию формировались кварц-карбонатные прожилки и маломощные жилы с неравномерной вкрапленностью сфалерита, халькопирита и реже галенита. Сфалерит переполнен эмульсионной вкрапленностью халькопирита и реликтами пирита. Редко встречаются включения алтаита, золота и самородного серебра. Химические анализы двух проб сфалеритов показали присутствие железа (0,36%), кадмия (0,26—0,29%), индия (1—13 г/т), галлия (26—54 г/т), селена (47 г/т), теллура (300 г/т), висмута (40 г/т), серебра (208 г/т), золота (8,5 г/т).

В золото-теллуридовую стадию отложилась основная масса тетраэдрита, золота и теллуридов золота, серебра и висмута. Они образуют продуктивный комплекс, накладывающийся на пиритовый. Последовательность отложения минералов указывает на снижение относительного значения серы и увеличение концентрации теллура в растворе. Однако в конце стадии концентрация теллура заметно снизилась и при наличии в растворе избытка ионов золота последнее выделялось в самородной форме.

Главным рудным минералом золото-теллуридовой стадии является цинксодержащий тетраэдрит. Количество его в рудах колеблется от 1 до 5%. Он постоянно находится в ассоциации с пиритом 2. В отдельных пробах тетраэдрита обнаружены высокие содержания золота (380 г/т), теллура (7800 г/т), серебра (2404 г/т), селена (4500 г/т), индия (650 г/т). Постоянно устанавливается ртуть, содержания которой с глубиной повышаются. Высокие содержания теллура, золота, висмута и серебра в тетраэдрите обусловлены обилием микровключений теллуридов, замещающих его.

Как уже говорилось, золото присутствует в самородном виде и в форме теллуридов. Размеры выделений самородного золота колеблются от 0,0005 до 0,07 мм. Преобладают включения размером в тысячные доли миллиметра. Золото в сростании с теллуридами размещается среди тетраэдрита и реже кварца. Оно образовалось несколько позже петцита, гессита и калаверита, на что указывают микроскопические каймы и просечки в теллуридах.

Золото-теллуридовый комплекс имеет очень близкие с пиритовым контуры распространения, а в отдельных местах несколько его перекрывает. Он почти непрерывно прослеживается в верхних крутопадающих гранях Рудного разлома, а на глубине площадь его распространения приобретает столбообразную форму. Интенсивность проявления этого комплекса несколько снижается вблизи сопрягающихся разломов, особенно в верхней части месторождения. Очевидно, это является следствием

влияния процессов супергенеза, наиболее активно протекавших в зонах повышенной тектонической нарушенности.

Сходство условий размещения пиритового и тетраэдрит-золото-теллуридового комплексов свидетельствует о том, что в течение соответствующих стадий не происходило существенных изменений структурного плана.

В следующую стадию отложился кварц-доломит-галенитовый парагенетический комплекс, составляющий около 3% от общего объема руд. Галенит ассоциирует с бурнонитом, халькопиритом и блеклой рудой. Бурнонит замещает галенит 2 и блеклую руду. В галените установлены золото (4,2 г/т), висмут (80 г/т), селен (140 г/т), теллур (1650 г/т), сурьма (900 г/т) и ртуть (12 г/т). Блеклая руда отличается от тетраэдрита 1 повышенным содержанием мышьяка, отсутствием индия, золота, селена и теллура. Находится обычно в сростании с галенитом 2, халькопиритом 2 и не содержит включений теллуридов и золота. В блеклой руде, а иногда и в халькопирите 2 устанавливаются микроскопические колломорфные сферолиты пирита 3.

Кварц-доломит-галенитовый комплекс тяготеет к участкам отложения сфалерит-халькопиритового комплекса и находится с ним в постоянной ассоциации. В отличие от пиритового и золото-теллуридового комплекса кварц-доломит-галенитовый и сфалерит-халькопиритовый проявлены в северо-восточной части Центрального звена. Интенсивность проявления первого несколько возрастает в пределах пологой грани и снижается на глубине по мере увеличения угла падения Рудного разлома. Отмеченные особенности размещения комплекса, несмотря на малочисленность данных, указывают на изменение структурного плана, существовавшего в момент минералообразования. В способе отложения минералов данного комплекса начинает преобладать заполнение, в результате чего существенное распространение приобретают прожилковые текстуры.

Гематит-гидрогематитовый комплекс распространен ограниченно. Основным минералом является гидрогематит, образующий сыпь или скопления в участках развития гематита. Этот комплекс пересекается прожилками позднего пирита, кварца и халькопирита. Он тяготеет к зонам сопряжения с Рудным разломом разломов и трещин иного направления, и его размещение не зависит от морфологии поверхности основной рудоконтролирующей структуры. Вдоль линий сопряжения разломов он вытягивается узкими полосами, отвечающими, по-видимому, ширине зоны максимального дробления.

Карбонат-сульфатная стадия характеризуется формированием барит-анкеритовых жил и прожилков с незначительной вкрапленностью сульфидов. Они проявляются в основном на флангах рудных тел.

Общий характер минерализации показывает, что месторождение формировалось на небольших глубинах и при невысоких температурах. Однако наличие граната и пироксена, а также интенсивная доломитизация дают возможность предположить, что в отдельных участках месторождения температура гидротермальных растворов в начале процесса превышала 300° С.

Формирование месторождения не закончилось гидротермальным этапом. Оно продолжало развиваться в условиях супергенеза. В течение этого времени возник золото-лимонитовый комплекс, являющийся продуктом разложения первичных сульфидов. Последние перешли в лимонит, малахит, ковеллин. Золотосодержащие теллуриды полностью разложились, а самородное золото осело среди лимонита. Процессы окисления рудных тел, сопровождавшиеся на поверхности интенсивным выносом вещества, обусловили разрушение всех минералов, за исключением кварца. Он оставался на месте в виде пористого агрегата с низкими концентрациями золота. Золото-лимонитовый комплекс проявлен повсеместно на поверхности в пределах Центрального звена и распространяется на глубину в среднем до 10 м.

В составе минерализации, слагающей рудные тела, в главном рудо-контролирующем разломе можно выделить три типоморфных комплекса. Первые два — пиритовый и золото-теллуридовый — сформировались в течение гидротермального этапа, третий — золото-лимонитовый — является продуктом супергенного этапа. Золото в нем находится только в самородном виде.

Рассмотрим некоторые вопросы геохимии золота и ряда других элементов.

Золото. Основная масса его присутствует в виде теллуридов и в меньшей мере в самородном состоянии. Самородное золото имеет пылевидный характер и обнаруживается только при больших увеличениях в различных рудных минералах. Наиболее высокие содержания отмечаются в тетраэдрите, а затем уже в пирите. При этом с тетраэдритом устанавливается самая тесная связь. Коэффициент корреляции¹ $r = 0,501$ при средней квадратической ошибке $\sigma_r = 0,054$ (Шарапов, 1965). Коэффициенты связи (Q) и коллигации (Y), вычисленные по Д. Юлу и М. Кендэлу (1960), составили соответственно 0,822 и 0,406. С остальными минералами, включая и пирит, связь отчетливо отрицательная. Упомянутые коэффициенты, например, для пирита, характеризуются следующими значениями: $r = -0,124$; $Q = -0,310$; $Y = -0,154$. Тетраэдрит является главным концентратором золота. Золотоносность пирита определяется в основном наличием в нем включений тетраэдрита и теллуридов. В остальных минералах содержания золота незначительные. Повышенная золотоносность самого тетраэдрита обуславливается постоянным присутствием в нем теллуридов золота и редких включений самородного золота. Последнее отчетливо тяготеет к теллуридам, причем теллуриды количественно резко преобладают над самородным золотом. Оно встречается в теллуридах в виде единичных мельчайших включений, не выходящих за пределы контуров минералов. В других сульфидах золото устанавливается только в свободном состоянии. Таким образом, более 60% золота сконцентрировано в тетраэдрите, который сам составляет не более 3% рудной массы; около 20% связано с пиритом, составляющим в руде более 50%.

Интересным фактом является постоянное присутствие в рудных минералах индия и ртути. В золоторудных месторождениях, содержащих тетраэдрит, концентрация в нем индия выше, чем в сфалерите (Королева, Маркова, 1966). Отсутствие индия в ранних пиритах и невысокие содержания в сфалерите свидетельствуют о наиболее интенсивном привносе его в золото-теллуридовую стадию.

Ртуть встречается во всех минералах месторождения; наиболее высокая частота встречаемости отмечается в тетраэдритах и в содержащих его пиритах. Количество ртути в одноименных минералах с глубиной возрастает. Так, в пирите с глубины 10 м содержания ртути составляет 0,004—0,008%, с глубины 64,70 м — 0,012%; аналогично изменяются содержания ее в тетраэдрите. Во вмещающих породах ртуть встречается только в тех измененных разновидностях, в которых постоянно присутствуют (в тех или иных количествах) пирит и блеклая руда. Содержания ртути в породах на целый порядок ниже, чем в минералах. Только при наличии в породе рудных минералов в количестве 10—20% концентрации ее резко возрастают, приближаясь к содержаниям в пирите. Таким образом, наличие ртути в породах может служить признаком блеклорудной минерализации, являющейся носителем золотого оруденения. Этот вывод требует дальнейшей разработки.

Кадмий встречается во всех рудных минералах, но основным концентратором его является сфалерит. Содержание кадмия в этом минерале

¹ Вычислялся по данным подсчета частот встречи золотинок свободных и в сравнении с теллуридами по 140 полированным шлифам.

аналогично содержанию его в сфалеритах (0,27%) телетермальных полиметаллических месторождений Средней Азии.

В размещении парагенетических комплексов и отдельных элементов намечается зональность по простиранию и падению. По простиранию рудовмещающего разлома наблюдается последовательная смена типов минерализации. Ранние парагенетические комплексы (дорудного изменения пород и пиритовый) имеют более широкие контуры, чем поздние. Последующие комплексы тяготеют к внутренним частям рудовмещающей структуры. Исключение представляет гематит-гидрогематитовый комплекс, который локализуется по периферии пиритового.

Вертикальная зональность выражается в том, что с глубиной отмечается постепенное увеличение галенита и сфалерита при резком уменьшении пирита и тетраэдрита. Кроме того, на более низких уровнях меняется и состав теллуридов в сторону увеличения частоты встречаемости алтаита и исчезновения калаверита и петцита.

Резко сокращается также частота встречаемости самородного золота. Максимальные концентрации его наблюдаются в зоне наибольшего скопления пирита, тетраэдрита и лимонита и существенно снижаются в пределах развития галенита и сфалерита. Таким образом, в составе рудного тела в направлении сверху вниз намечаются следующие зоны распространения минеральных ассоциаций: 1) лимонит-золоторудная, 2) пирит-тетраэдрит-золото-теллуридовая, 3) галенит-сфалерит-пиритовая, 4) галенит-сфалеритовая. Наличие зональности такого рода указывает, по-видимому, на ограниченные перспективы золотоносности глубоких горизонтов месторождений данной формации. Очевидно, поисковые и поисково-разведочные работы следует преимущественно по простиранию рудоконтролирующих структур.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ УЧЕТ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УЗБЕКИСТАНА

Учет петролого-геохимических факторов основывается на детальном изучении послемагматических изменений и определении кларковых содержаний золота в породах и минералах нейтронно-активационным анализом. Сбор полевых материалов осуществлялся путем составления петрографических разрезов вкрест простирания рудных зон с отбором проб по всем разновидностям пород, измененным и макроскопически неизменным. Разрезы располагались как вблизи, так и далеко за пределами рудных полей. Обработка материалов сводилась к сопоставлению геологических данных с графиками (рис. 47), отражающими последовательно все типы послемагматических изменений, выраженные в процентах новообразованных минералов. Количественный минералогический подсчет новообразований производился на интеграционном столике. Содержания золота и других элементов наносились на графики в количествах их кларков¹ по А. П. Виноградову (1962).

Изучались золоторудные проявления в Западном Узбекистане, в Кураминском хребте. Первое представлено кварцевыми жилами и окварцованными сланцами с малым количеством пирита, арсенопирита и золота. Вмещающие породы — песчано-сланцевая толща нижнего девона (Палей и др., 1966). Рудопоявление в Кураминском хребте сложено среднекарбонными эффузивными порфиритами и их туфами, среди которых залегают межформационные и секущие кварцевые жилы. Сульфидов (10% и более) и золота здесь значительно больше, чем в первом.

¹ Прилагаемые графики для удобства разгружены от второстепенных изменений и элементов.

Анализ распределения кларковых содержаний золота в породах, связей их с различными типами послемагматических изменений, а также поведения сопутствующих золоту элементов обнаруживает, несмотря на резкое различие в геологическом строении и интенсивности проявления рудного процесса в обоих районах, множество общих черт и вытекающих из них общих закономерностей.

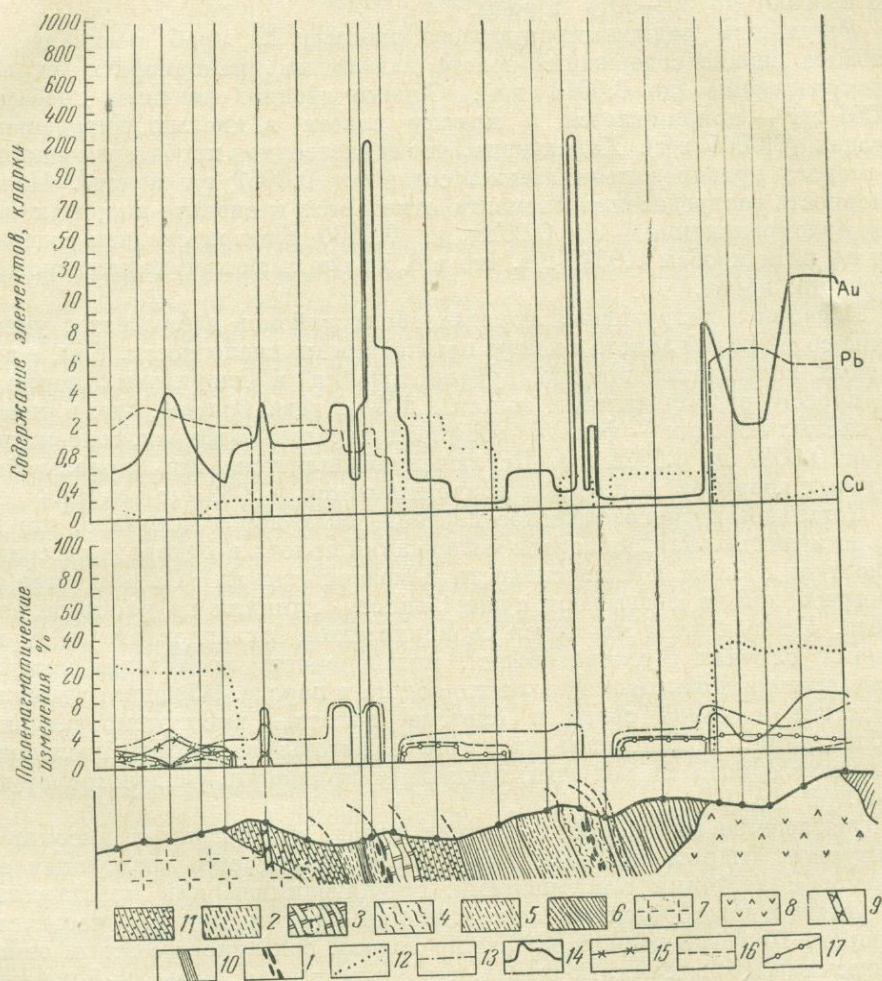


Рис. 47. Сопоставление содержаний золота, меди, свинца с интенсивностью послемагматических изменений

1 — слюдисто-плагноклаз-кварцевые сланцы; 2 — кварц-серицит-углистые сланцы; 3 — мраморы; 4 — карбонат-хлорит-кварцевые сланцы; 5 — хлорит-плагноклазовые сланцы; 6 — вторичные кварциты; 7 — гранодиориты; 8 — сиенито-диориты; 9 — дайки дацитовых порфиров; 10 — листвениты; 11 — золотосодержащие кварцевые жилы с сульфидами. Кривые послемагматических изменений; 12 — альбитизация; 13 — окварцевание; 14 — серицитизация; 15 — мусковитизация; 16 — хлоритизация; 17 — эпидотизация

Интрузивные породы незначительно развиты в пределах описываемых рудных полей. Они представлены гранодиоритами среднего карбона, лейкократовыми гранитами верхней перми и лейкократовыми сиенито-диоритами верхнего карбона. Кроме того, в обоих районах также незначительно развиты дайки пермотриасового комплекса, преимущественно основного и среднего составов.

Все интрузивные породы изменены послемагматическими процессами. Главнейшими изменениями являются серицитизация, окварцевание,

мусковитизация и карбонатизация, а интенсивно проявляющаяся альбитизация охватывает лишь локальные участки пород. Подчиненное значение имеют хлоритизация, эпидотизация, каолинизация и др.

При почти одинаковых в целом процессах изменений интрузивных пород интенсивность их проявления в сравниваемых районах различна. В первом все новообразования, кроме альбитизации, не превышают первого десятка процентов от массы породы, в то время как во втором они слагают до 50—80% породы.

Результаты радиоактивационного анализа 20 проб показали, что наиболее низкие содержания золота падают на гранодиориты первого рудопроявления (до 0,0013 г/т). Однако среднее по пяти пробам — 0,0056 г/т — приближается к кларку золота в кислых интрузивных породах (0,0045 г/т). Характерно, что единственная проба гранодиорита из второго рудопроявления также содержит 0,0057 г/т золота. Неравномерность распределения элемента отмечается в сиенито-диоритах первого рудопроявления — от 0,0028 до 0,0660 г/т при среднем содержании по пяти пробам 0,0343 г/т, что в 8,5 раза выше кларка для основных и средних пород.

В целом в интрузивных породах обоих районов наблюдается уменьшение содержания золота по мере повышения их кислотности. Так, в диабазовых порфиритах второго рудопроявления и диоритовых порфиритах первого рудопроявления золота в 1,5—2 раза больше, чем в наиболее кислых породах — фельзит-порфирах и гранит-порфирах, содержащих его от 0,0057 до 0,0021 г/т. Исключением является один анализ лейкократовых гранитов, в которых обнаруживается 0,0082 г/т золота.

Детальное петрографическое изучение этих пород показало, что довольно значительная дисперсия содержания золота в однородных средах зависит от состава и интенсивности измененности их. Большинство типов изменений не оказывают существенного влияния на распределение золота. Исключением являются серицитизация, окварцевание и в некоторых случаях мусковитизация, интенсивность проявления которых прямо пропорциональна содержанию золота в породе. Обращает внимание отсутствие видимой связи в системе золото — высокотемпературная альбитизация, в то время как многие авторы выдвигают последнюю в качестве одного из ведущих поисковых признаков на золотое оруденение.

Обогащение золотом интрузивных пород, подвергшихся высокотемпературным гидротермальным изменениям, объясняется возможным его выносом с летучими компонентами, отделяющимися при кристаллизации магмы в виде комплексных соединений с галогенами и, в частности, с хлором. Попытка расчета количеств золота, связанного с этими эпигенетическими процессами, показала, что значительная часть его была привнесена в породу гидротермальными растворами. При этом не исключается возможность частичной мобилизации сингенетического золота и перераспределение его во вторичных минералах. Расчет производился по формуле

$$S = \frac{x \cdot y \cdot d}{D \cdot 1000},$$

где S — количество золота, связанного с минералом, г/т; x — количество минерала (% от объема породы); y — содержание золота в породе или в минерале, г/т; d — удельный вес минерала; D — объемный вес породы.

Разбору на составляющие минералы подверглись три пробы интрузивных пород. Из первой пробы, представленной слабо измененным лейкократовым сиенито-диоритом, отобраны и проанализированы кварц 1 (образует зоны метасоматического окварцевания) и серицит (слагает нитевидные прожилки). Расчет количества золота, связанного с этими минералами, приведен в табл. 36, из которой видно, что только в 7% серицита находится 23% всего золота, содержащегося в сиенито-диорите.

В гранодиоритах (валовое содержание золота 0,0020 г/т) почти все золото (0,0018 г/т, или 90%) оказалось связанным с интенсивно серицитизированным плагиоклазом. Остальные 10% его были установлены в ортоклазе (0,0002 г/т) и роговой обманке (0,000005 г/т).

Таблица 36

Расчет количества золота, связанного в некоторых породах и минералах

Порода, минерал	x	y	d	D	S	$\frac{S}{0,0320} \cdot \%$
Сиенито-диорит	100	0,0320		2,64		
Кварц 1	7	0,0115	2,657		0,0008	2,5
Серицит	7	0,0980	2,812		0,0073	23,0

В третьей пробе (слабо измененная порода переходного состава от гранодиоритов к кварцевым диоритам) 75% золота сосредоточено в сериците и лишь 25% (0,0007 от 0,0029 г/т) — в практически неизменных плагиоклазе и биотите. Приведенные данные показывают, что среднее содержание золота в интрузивных породах при пересчете на неизменное их состояние, т. е. за вычетом количеств металла, сосредоточенных в минералах-продуктах послемагматических процессов, значительно ниже приводимых в литературе (Виноградов, 1962).

Эффузивные породы очень широко распространены на втором рудопроявлении. Они представлены переслаивающимися пачками дацитовых порфиров, андезитовых порфиритов, различных туфов смешанного состава, туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов акчинской и надакской свит. Незначительно развитые хлорит-полевошпатовые сланцы предположительно относятся к эффузивам среднего и основного составов в зеленокаменном перерождении. Эти породы будут рассматриваться далее.

Все вулканические породы в той или иной мере изменены. Наиболее распространены серицитизация, карбонатизация, окварцевание, мусковитизация; отмечаются локальные проявления каолинизации, альбитизации, хлоритизации и эпидотизации. Замечено, что серицитизация, окварцевание, мусковитизация, отчасти каолинизация наблюдаются в породах в непосредственной близости от рудных зон. По мере удаления от зон интенсивность их постепенно снижается и они сменяются следующим комплексом вторичных изменений — хлоритизацией, альбитизацией, карбонатизацией и эпидотизацией. Хлоритизация особенно отчетливо проявилась в акчинских дацитовых порфирах, туфах и туфобрекчиях, карбонатизация — довольно частое явление в различных вулканических породах района; только альбитизация и эпидотизация проявляются спорадически и обычно распространяются в акчинских порфиритах андезитового состава. Окварцевание, серицитизация и мусковитизация образуют мощные зоны. Эти зоны приурочены в основном к тектоническим нарушениям субмеридионального направления и к контактам пород. Они прослеживаются во флюидальных андезитовых порфиритах и пепловых литокристаллокластических туфах, дацитовых порфирах низов акчинской свиты, туфовых разновидностях ее верхних горизонтов.

В табл. 37 приводятся данные о содержаниях отдельных минералов в породах.

В таблице и на графике (см. рис. 48) отчетливо видно, что по мере увеличения интенсивности серицитизации и окварцевания резко повышается и содержание в породах золота. Исследование золотоносности серицитов по мономинеральным пробам показало аналогичные результаты. Так, в чистом сериците из нацело преобразованной породы кварцсерицитового состава содержится до 0,4 г/т золота. В кварце обычно

Сравнительные данные о содержаниях серицита, кварца и золота в породах

Породы	Слабо измененные породы			Сильно измененные породы		
	Серицит, %	Кварц, %	Au, г/т	Серицит, %	Кварц, %	Au, г/т
Дацитовые порфиристы (7 проб)	20	—	0,0027	65	30	0,0222
Андезитовые порфиристы (12 проб)	24	—	0,0055	42	57	0,039
Флюидальные андезитовые порфиристы (11 проб)	32	—	0,0030	55	35	0,107

концентрация золота и других элементов значительно ниже (до 0,012 г/т). В целом содержание золота во вторичных минералах падает в направлении серицит (0,4 г/т) → хлорит (0,2 г/т) → кварц (0,012 г/т) → мусковит (0,0039 г/т) → альбит (0,0026 г/т) → эпидот (0,0025 г/т) → карбонат (0,0005 г/т).

Повышенные содержания золота фиксируются обычно в меланократовых разностях пород. Так, в акчинских дацитовых порфирах его количество составляет 0,0027 г/т, а в андезитовых порфиристы, в разностях, более обогащенных темноцветными компонентами, — 0,055 г/т.

Метаморфические сланцы и мраморы имеются только на первом рудопроявлении. Концентрации золота в них зависят, так же как и для других пород, от степени гидротермальной проработки, немаловажную роль играет первичный состав пород.

Слюдяно-плагиоклаз-кварцевые сланцы слагают контактовую зону, обрамляющую гранодиоритовый интрузив в 1—2 км от рудных зон. Послемагматические изменения — окварцевание и пиритизация — проявлены в них слабо. Кварц принимает участие в образовании редких и маломощных метасоматических зон прокварцевания и тонких прожилков по сланцеватости пород. Пирит образует спорадическую вкрапленность, приуроченную преимущественно к зонам прокварцевания. Содержание золота в слюдяно-плагиоклаз-кварцевых сланцах невысокое — 0,0036 г/т, что, однако, превышает кларк для пород осадочной серии в 3,5 раза. По мере приближения к рудной зоне степень изменения пород и содержание золота возрастают. В рудовмещающей пачке кварц-серицит-углистых сланцев, интенсивно окварцованных, серицитизированных и графитизированных, оно достигает 0,0090 г/т, а в непосредственной близости (10—20 м) от рудных тел — сотых и десятых долей грамма на тонну.

Мраморизованные известняки, контактирующие висячем боку с кварц-золоторудными жилами, значительно заражены золотом (среднее из трех определений 0,02850 г/т). Доломитовые же мраморы, слагающие маломощные прослои в зеленых хлорит-полевошпатовых сланцах и удаленные от рудных тел, содержат всего 0,0055 г/т золота.

Слюдисто-кремнистые и кварцитовидные сланцы и песчаники, а также перерожденные эффузивы (хлорит-плагиоклазовые и кварц-хлорит-карбонатные сланцы) наиболее бедны золотом из всех пород осадочно-метаморфической серии. Содержания его колеблются от 0,00054 до 0,00190 г/т (в среднем 0,00131 г/т), возрастая до 0,03—0,05 г/т лишь в незначительной по мощности (12—20 м) зоне околорудных измененных пород.

На верхней части графика (см. рис. 48) показаны помимо золота содержания в тех же пробах меди и свинца. Несмотря на то что они, как и золото, определяют металлогенический облик территории, неожиданно оказалось, что со свинцом у золота постоянная отрицательная связь,

а с медью устойчивая корреляция отсутствует. Таким образом, общей особенностью рудопроявлений является связь основной массы золота в различных по литологическому составу и генезису породах не с образующими их минералами, а с гидротермальным серицитом и в меньшей степени с кварцем. Большинство остальных послемагматических процессов, выявленных и изученных на описанных участках, непосредственного отношения к формированию золотого оруденения, видимо, не имеют.

Сравнение всех рассмотренных выше показателей с количеством золота, сосредоточенного в самих рудопроявлениях, указывает на существование прямой связи между ними. Такая зависимость наряду с другими факторами (структурными, литологическими и т. п.) может быть использована для количественного прогнозирования оруденения. С этой целью вычисляется коэффициент относительности, представляющий отношение однородных показателей сравниваемых объектов. Полученные в нашем случае коэффициенты неодинаковы для разных показателей. Объясняется это недостаточной изученностью объектов и главным образом отсутствием возможности привлечь для анализа иные показатели (размеры и формы рудовмещающих структур, химизм, физические свойства среды и др.).

О ЗНАЧЕНИИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ СООТНОШЕНИЙ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ

Свинцово-цинковые месторождения характеризуются разнообразным составом и структурно-текстурными особенностями руд, различными морфологией, условиями залегания и закономерностями размещения рудных тел. Часто в их рудах содержатся и другие полезные компоненты — медь, мышьяк, олово, золото, серебро, редкие и рассеянные элементы и др. Все это вызывает необходимость постоянного совершенствования принципов группировки свинцово-цинковых месторождений. За последние 30 лет эти принципы рассматривались В. Линдгреном (1935), В. А. Обручевым (1935), Ф. И. Вольфсоном (1956), Г. Шнейдерхеном (1958), Д. И. Горжевским (1964) и др.

Для группировки руд свинцово-цинковых месторождений по составу важнейшее значение имеют количественные соотношения главных рудообразующих минералов и, в частности, роль суммарного количества пирротина, пирита и халькопирита (колчеданность руд). По этому признаку свинцово-цинковые месторождения можно разделить на две группы: колчеданно-полиметаллические, в которых сульфиды железа в рудах преобладают над сульфидами свинца и цинка, и собственно свинцово-цинковые. На основании количественных соотношений между свинцом и цинком в рудах, определенных по средним содержаниям этих металлов в 120 свинцово-цинковых месторождениях СССР, последние можно разделить на три группы: А — с преобладанием цинка над свинцом ($Zn : Pb > 1,5$); Б — с примерно равными содержаниями цинка и свинца в рудах ($Zn : Pb = 1,5 - 0,5$); В — существенно свинцовые месторождения ($Zn : Pb < 0,5$).

Среди месторождений группы А можно выделить две подгруппы: А₁ — с резким преобладанием цинка над свинцом ($Zn : Pb > 3$). В эту подгруппу входят многие месторождения Рудного Алтая, Закавказья, Салаира, Тувы и Бурятии (рис. 48). Среди месторождений различаются два типа: а) с существенной ролью меди ($Cu : Pb > 1$), б) с относительно малым содержанием меди ($Cu : Pb < 1$);

А₂ — с умеренным преобладанием цинка над свинцом ($Zn : Pb = 3 - 1,5$). К данной подгруппе относятся некоторые месторождения вышеперечисленных провинций, а также ряд месторождений Северного Кавказа, Забайкалья и Джунгарского Алатау.

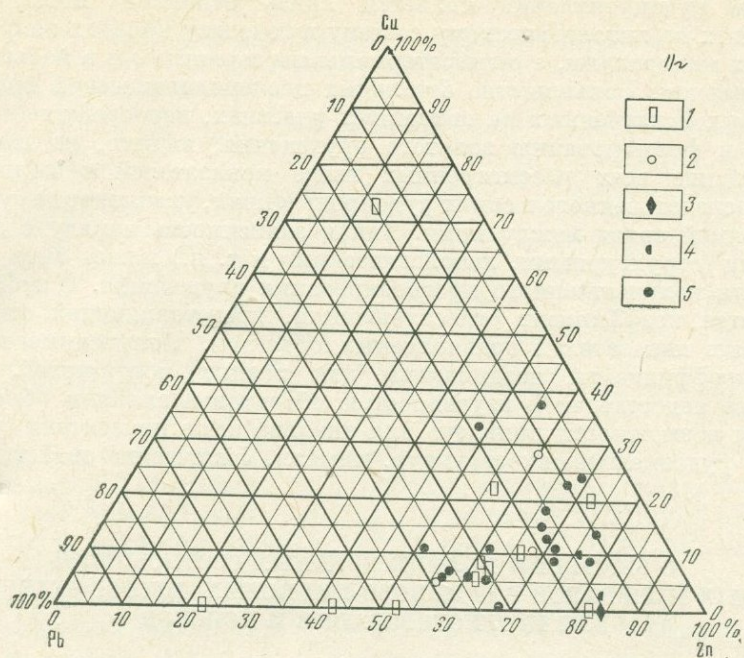


Рис. 48. Соотношения весовых процентов свинца, цинка и меди в рудах свинцово-цинковых месторождений группы А₁.
 Месторождения: 1 — Закавказья; 2 — Северо-Восточного Казахстана; 3 — Бурятии; 4 — Тувы и Салаира; 5 — Рудного Алтая

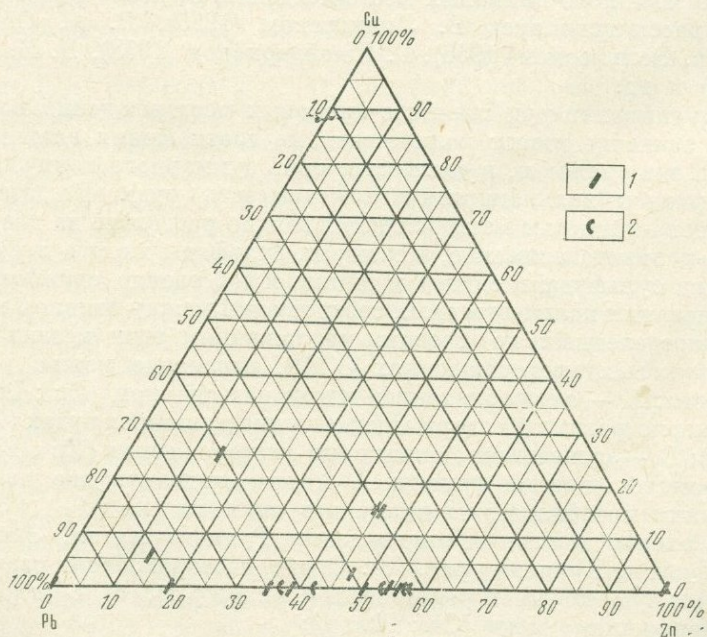


Рис. 49. Соотношения весовых процентов свинца, цинка и меди в рудах свинцово-цинковых месторождений группы Б.
 Месторождения: 1 — Сихотэ-Алиня; 2 — Кураминского хребта

К группе Б (рис. 49) относится большая часть месторождений Центрального Казахстана, Южного Тянь-Шаня, Восточного Забайкалья и Сихотэ-Алиня и лишь единичные месторождения Закавказья и Рудного Алтая.

В группу В входит большинство месторождений Каратау и других районов Северного Тянь-Шаня и ряд месторождений Южного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Восточного Забайкалья. Здесь в некоторых месторождениях тоже в значительных количествах содержится медь, но это уже медно-свинцовые месторождения (Джезказган, Сумсар и др.).

Перечисленные группы свинцово-цинковых месторождений отличаются друг от друга не только количественными соотношениями свинца и цинка и содержанием меди, но также и рядом других особенностей (табл. 38). Так, руды месторождений группы А характеризуются обилием сульфидов железа и меди. Во многих месторождениях этой группы суммарное количество серного и медного колчедана (пирита и халькопирита) больше, чем сумма содержаний сфалерита и галенита, и по этой причине подобные месторождения получили название колчеданно-полиметаллических. Руды этих месторождений большей частью сплошные и обычно залегают среди вулканогенных пород кислого и среднего состава; рудные тела представлены трещинно-метасоматическими залежами сложной формы и развиваются нередко в сводах и на крыльях мелких антиклинальных складок, нередко под экранирующими горизонтами. Весьма характерны окolorудные изменения вмещающих пород, обуславливающие образование кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых пород и микрокварцитов. Руды часто богаты золотом и серебром.

Руды месторождений группы Б характеризуются другими особенностями. Здесь, как правило, количество пирита и халькопирита меньше, чем сумма остальных сульфидов. Содержание меди обычно не достигает промышленных концентраций. Повышенная золотоносность мало характерна, однако очень часто в рудах в большом количестве встречаются арсенинит, иногда касситерит, висмутин, самородный висмут. Часто отмечается тесная пространственная и парагенетическая связь с гранитоидами и малыми интрузиями. Изменения вмещающих пород представлены скарнированием, доломитизацией известняков и окварцеванием.

Руды месторождений группы В характеризуются еще меньшей ролью сульфидов железа. Здесь уже преобладают жильные минералы — кальцит, барит и др. Руды этих месторождений бедны примесями. Рудные тела большей частью имеют стратифицированный характер и приурочены к пластам доломитов или песчаников. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное. Иногда здесь опять появляется медная минерализация. Однако наряду с халькопиритом существенную роль в составе соединений меди играют также борнит и халькозин.

Образование свинцово-цинковых месторождений перечисленных групп обусловлено геотектоническим и металлогеническим типом рудных провинций, составом и характером вмещающих пород и наличием вертикальной зональности. Геотектонический и металлогенический тип рудной провинции имеет, по-нашему мнению, решающее значение. Так, почти все колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к геантиклинальным зонам вулканогенного типа (Рудный Алтай, Салаир, Бурятия) или же к слабо прогибавшимся эвгеосинклиналям (Сомхето-Кировабадская зона Малого Кавказа, Тува). Месторождения с примерно равными средними содержаниями свинца и цинка локализуются в пределах вулканогенно-карбонатных, реже карбонатно-терригенных геантиклинальных зон. Наконец, существенно свинцовые месторождения размещаются в пределах подвижных платформ (Горевское) или в геантиклиналях субплатформенного карбонатного типа (Северный Тянь-Шань в позднепалеозойское время).

Группировка свинцово-цинковых месторождений

Параметры свинцово-цинковых месторождений	Группа А	Группа Б	Группа В
Геотектоническая позиция	Геоантиклинали вулканогенного типа и умеренно прогибавшиеся эвгеосинклинали	Геоантиклинали вулканогенно-карбонатного и карбонатно-терригенного типа	Подвижные платформы и структуры орогенного этапа геосинклинальных систем
Роль сульфидов железа в рудах сравнительно с суммой сульфидов свинца и цинка	Пирит, марказит, мельникит часто преобладают	Подчиненная	Незначительная
Соотношения свинца и цинка (Zn : Pb)	Обычно $> 1,5$	Чаще всего 1,5—0,5	Как правило, $< 0,5$
Вмещающие породы	Большой частью туфы и лавы кислого и среднего состава	Известняки, гранитоиды, кислые эффузивы	Доломиты, реже известняки и песчаники
Околорудные изменения	Главным образом серицитизация и хлоритизация	Скарнирование или доломитизация известняков, хлоритизация, реже серицитизация гранитоидов	Доломитизация и окварцевание известняков
Интенсивность околорудных изменений	Как правило, интенсивные	Проявлены в различной степени	Слабые
Связь с интрузивными породами	Парагенетическая с малыми интрузивами основного и среднего состава	Парагенетическая с массивами гранитоидов и дайками кислого и субщелочного состава	Обычно не наблюдается
Наиболее характерные элементы и минералы-спутники	Иногда медь в виде халькопирита	Иногда мышьяк и олово	Иногда медь в виде борнита, халькопирита и халькозина
Наличие повышенных содержания золота в рудах	Встречаются часто (37% месторождений)	Редки (7% месторождений)	Не характерны
Содержание серебра в рудах	Редко высокое (в 50% месторождений > 20 г/т на 1% Pb)	Редко высокое (в 12% месторождений > 20 г/т на 1% Pb)	Низкое (месторождения с содержанием > 20 г/т на 1% Pb неизвестны)
Текстуры руд	Массивные и плосчатые	Весьма разнообразные	Обычно вкрапленные и прожилково-вкрапленные
Структурные условия локализации рудных тел	Обычно в сводах или на крыльях мелких антиклинальных складок под экранирующими горизонтами	Весьма разнообразные	Стратифицированные рудные тела определенных горизонтов
Форма рудных тел	Большой частью линзообразные залежи	Неправильные залежи, трубы и гнезда в известняках, жилы и жильные зоны в гранитоидах, эффузивах и песчано-сланцевых породах	Пластообразные тела, реже жилы

Параметры свинцово-цинковых месторождений	Группа А	Группа Б	Группа В
Предполагаемое положение рудоносного магматического очага	Вероятно, в пределах базальтового слоя земной коры	Вероятно, в пределах сиалического слоя земной коры	

Состав вмещающих пород иногда играет существенную, но подчиненную роль. В месторождениях одной и той же провинции, залегающих в породах разного состава (известняках, эффузивах, гранитоидах, песчаниках,

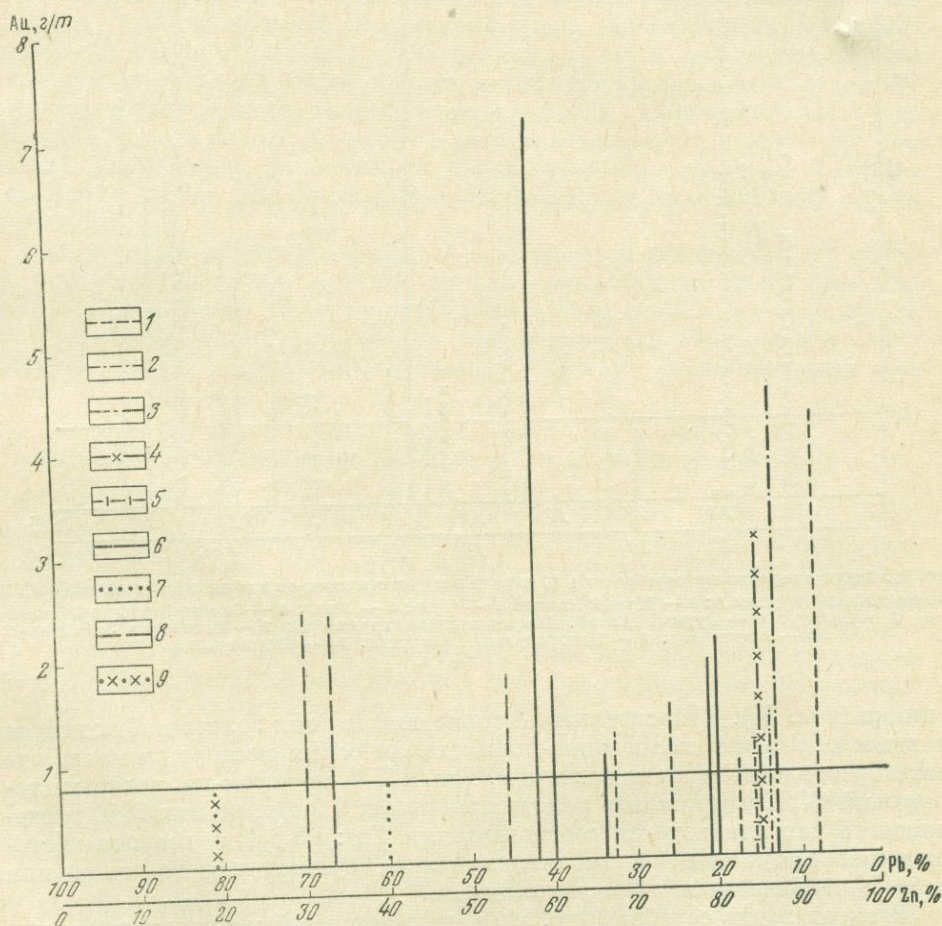


Рис. 50. Среднее содержание золота в рудах свинцово-цинковых месторождений СССР. Месторождения группы А: 1 — Малый Кавказ; 2 — Тува; 3 — Урал; 4 — Северо-Восточный Казахстан; 5 — Салаир; 6 — Рудный Алтай. Месторождения группы Б: 7 — Северный Тянь-Шань; 8 — Восточное Забайкалье; 9 — Карамазар

сланцах и т. п.), закономерно изменяются соотношения свинца и цинка, но в сравнительно ограниченных пределах (Карамазар, Восточное Забайкалье и др.).

Вертикальная зональность и степень эрозионного среза месторождений оказывают некоторое влияние на отношение свинца к цинку, однако в месторождениях одной провинции они, как правило, не достигают больших значений (Большой Кавказ, Рудный Алтай и др.).

Распределение золота в полиметаллических рудах находится в определенной связи с типом руд и количественными соотношениями свинца

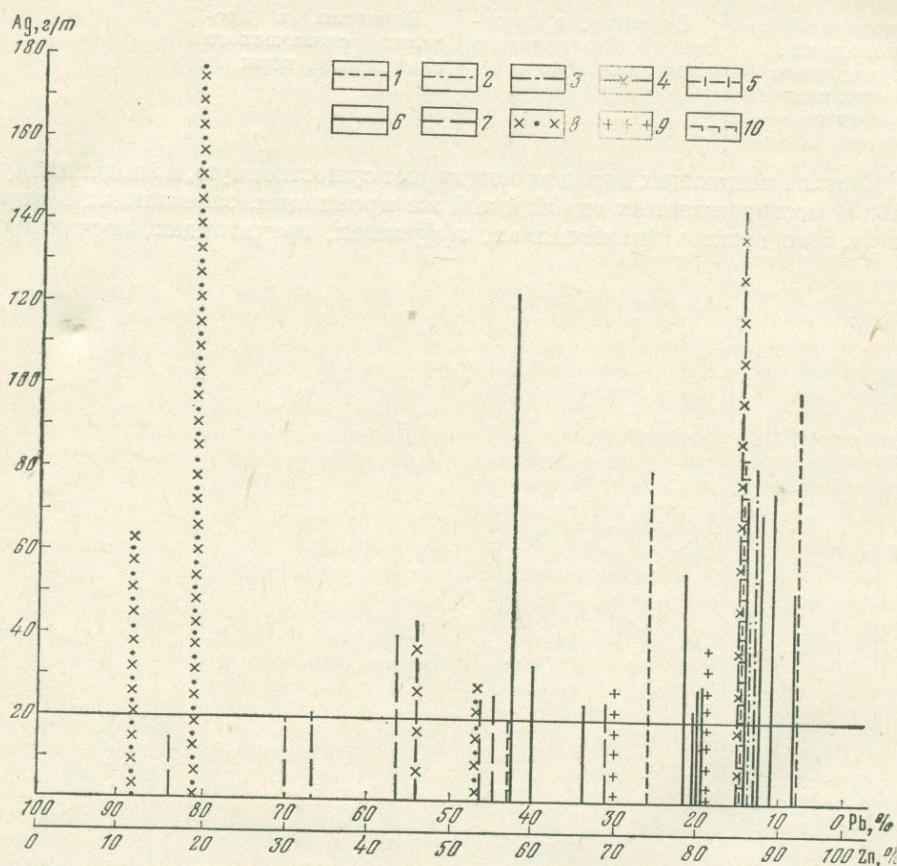


Рис. 51. Среднее содержание серебра на 1 % свинца в рудах свинцово-цинковых месторождений СССР. Месторождения группы А: 1 — Малый Кавказ; 2 — Тува; 3 — Урал; 4 — Северо-Восточный Казахстан; 5 — Салаир; 6 — Рудный Алтай. Месторождения группы Б: 7 — Восточное Забайкалье; 8 — Карамазар; 9 — Центральный Казахстан; 10 — Сихотэ-Алинь.

и цинка (рис. 50). Относительно высокие содержания золота наблюдаются главным образом в колчеданно-полиметаллических месторождениях, где резко преобладает цинк над свинцом. Так, в 15 % свинцово-цинковых месторождений СССР содержание золота превышает 0,8 г/т, из них 78 % месторождений характеризуется соотношениями $Zn : Pb > 1$ и все эти месторождения приурочены к геосинклиналям вулканогенного типа или слабо прогибавшимся эвгеосинклиналям.

Распределение серебра (рис. 51) подчиняется той же закономерности, что и золото. Из 27 свинцово-цинковых месторождений СССР, где содержание серебра на 1 % свинца более 20 г/т, в 25 месторождениях соотношения $Zn : Pb > 1$. Из этого количества месторождений 18 (78 %) размещаются в пределах геосинклинальных структур вулканогенного типа и умеренно прогибавшихся эвгеосинклиналей.

Из изложенного видно, что количественные соотношения главных рудных минералов в свинцово-цинковых месторождениях не являются случайными и не обусловлены разной степенью развития тех или иных

стадий минерализации. Они закономерно связаны с геологической и металлогенической историей регионов, в которых размещены месторождения. Эти же обстоятельства обусловили богатство или бедность свинцово-цинковых руд дополнительными компонентами и, в частности, медью, золотом и серебром. Вероятно, причины этого следует искать в характере глубинных структур земной коры, возможно, в областях магмообразования. Ассоциация колчеданно-полиметаллических месторождений с малыми интрузиями основного и среднего состава уже привела некоторых исследователей (Иванкин, 1960) к предположению о глубинном источнике рудосносных магматических расплавов и о возможной связи их с базальтовым слоем земной коры. В связи с этим следует обратить внимание на то, что соотношение средних содержаний цинка и свинца в основных породах отвечает 6 : 1 (Виноградов, 1962). Повышенные средние содержания меди, золота и серебра в основных породах также соответствуют нередко повышенным количествам этих металлов в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений. Для ряда свинцово-цинковых рудных провинций можно предполагать, что очаги магмообразования располагались не в базальтовом, а в сиалическом слое земной коры, где соотношения средних содержаний цинка и свинца составляют 1,2 : 1. На месторождениях этих провинций отсутствуют малые интрузии основного и среднего состава, ассоциирующиеся с рудами. Пониженные в породах сиалического слоя концентрации меди и золота в какой-то мере соответствуют малой роли соединений упомянутых элементов в рудах свинцово-цинковых месторождений этих типов, так же как и количественные соотношения свинца и цинка.

Следует подчеркнуть значение тех особенностей геологического строения и истории развития, которые можно сравнительно легко выяснить и которые характерны для провинций свинцово-цинковых месторождений. Эти особенности дают возможность прогнозировать свинцово-цинковые месторождения с определенными количественными соотношениями элементов.

О СОПОСТАВЛЕНИИ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ

В основе составления прогнозных карт на полезные ископаемые лежит зависимость образования и размещения месторождений от окружающих геологических условий, в первую очередь литологических, структурных, тектонических и магматических. Чтобы по этим условиям предсказывать вероятное положение оруденения, нужно знать, как именно руда связана с ними, т. е. «оценить их рудой». Без этого использование геологических условий в качестве признаков и поисков оруденения невозможно.

Оценивать геологические факторы удобнее всего запасами руды, размеры которых обусловлены влиянием какого-либо одного фактора или сочетанием нескольких из них. При этом оценка надежной будет лишь тогда, когда объем (или площадь) руды сопоставим с объемом (площадью) вмещающих безрудных пород. Чем больше различие в объеме руды и пород, тем менее достоверна оценка геологического фактора рудой. Например, относительный размер рудного тела по сравнению с размером планшета карты с изменением масштаба в 10 раз изменится в 100 раз. Так, площадь планшета 40 × 40 см больше площади рудного тела размером 100 м² в масштабе 1 : 100 в 16 раз, 1 : 1000 — в 1600 раз, 1 : 10 000 — в 160 000 раз и 1 : 100 000 — в 16 000 000 раз. Если исходить из площади не рудного тела, а среднего месторождения (5 км²), то в масштабе 1 : 10 000 она будет меньше площади планшета в 3 раза, а в масштабе 1 : 100 000 — в 300 раз. Даже при наличии на таком планшете десятка месторождений их суммарная площадь будет в 30 раз меньше площади безрудного пространства. Как показывает опыт крупномасштабного прогнозирования, прямая оценка геологических факторов рудой становится

надежной при прогнозировании в масштабе 1 : 5000 и крупнее. В меньших масштабах оценка основных геологических факторов непосредственно рудой сменяется промежуточной характеристикой их такими факторами, которые уже оценены рудой в масштабах крупнее 1 : 5000. Поэтому и прогнозировать в мелких масштабах можно уже не непосредственно руду, а лишь факторы локализации руды. По мере дальнейшего уменьшения масштаба становится невозможным прогнозирование и этих факторов; они сменяются другими еще более отдаленными от руды. Наступает прогнозирование факторов по факторам, что в сущности и является содержанием региональных (в масштабах 1 : 200 000, 1 : 1000 000) прогнозов. Так как взаимосвязь между оруденением и особенностями региональной геологии становится при этом уже слабой, проблематичной, то оценка благоприятности факторов запасами полезного ископаемого (или конкретными условиями его локализации) сменяется оценкой, в основе которой лежат общие теоретические соображения о литогенезисе, тектонике, магматизме и рудообразовании, в большинстве случаев поддающиеся только качественным характеристикам.

Выявляется несопоставимость крупномасштабного и мелкомасштабного методов прогнозирования как по исходным данным, так и по конечным результатам. Многолетние попытки как-то увязать эти противоречия путем разработки методов среднемасштабного (1 : 25 000—1 : 100 000) прогнозирования успехами пока не увенчались. И уже видно, что только синтезом крупно- и мелкомасштабных построений и простым заимствованием их методов среднемасштабные прогнозные карты построить не удастся.

Вместе с тем совершенно ясно, что размещение полезных ископаемых подчиняется закономерностям не только многообразным и специфическим для каждого масштаба, но и общим для всех масштабов. Оруденение локализуется в поясах (Средиземноморско-Индонезийский), геосинклиналях (Тянь-Шань), провинциях (Чаткало-Кураминский), рудных районах (Карамазар), месторождениях, рудных зонах и телах, т. е. как бы во все более сужающейся вилке. При этом основные закономерности пояса обязательны для геосинклинали, а последней для провинции и т. д. вплоть для рудного тела (не будь этого, руда была бы рассеянной или распределенной хаотично). Таким образом, с одной стороны, руда во всех масштабах распределена согласно какой-то единой закономерности, а с другой — методы ее прогнозирования в разных масштабах принципиально различны и несопоставимы. Одно из этих положений исключает другое. Это приводит к выводу об ошибочности исходных положений наших прогнозов, низкая эффективность которых давно уже вызывает нарекания со стороны производственных геологических организаций.

Вместе с тем наличие общих особенностей распределения руды в разных масштабах вынуждает нас задуматься о поисках «общего знаменателя», того общего признака, который несомненно проявляется во всех масштабах, иначе не было бы никакой закономерной взаимосвязи и преемственности между причинами рудообразования в масштабах от кристалла до земной коры.

Чтобы найти этот общий признак нужно проследить во всех масштабах частоту встречаемости всех параметров, сопутствующих оруденению, отмечая при этом, какие из них от масштаба к масштабу исчезают и видоизменяются, а какие остаются неизменными. Выполнив такую работу, можно увидеть, что универсальный («проходящий») фактор локализации оруденения действительно существует. Им является неоднородность всего того, что можно наблюдать и картировать — всех факторов: геохимических, минералогических, литологических, тектонических, магматических, рудообразования, околорудных изменений и т. п. Неоднородность можно определять и выражать количественно (баллами), изображать в виде изолиний, величин на единицу площади (объема) и т. п. Там, где такая геологическая неоднородность имеет максимум, нахождение концентраций по-

лезных ископаемых будет наиболее вероятным. Надо только хорошо продумать методику количественного определения неоднородности по обычным, известным нам геологическим данным и параметрам — химическим и спектральным анализам, мощностям, элементам залегания, петрологическому составу и т. п. В этом направлении немало уже сделано. Можно упомянуть разработанные в САИГИМС методы определения тектонической неоднородности по углам падения свит разного возраста, петрографической неоднородности по контрастности состава пород, соприкасающихся по разлому, способ выявления отклонений от среднего для мощностей и метропроцентов и др. Кроме того, с успехом могут быть использованы для построения полей неоднородности и такие известные приемы, как сетка Вальтера — Шмидта и др.

Выявлению неоднородности как наиболее общей, единой для всех масштабов закономерности рудообразования (она же — основной фактор прогнозирования) способствует метод так называемого стыка наук и масштабов — сопоставление геологических особенностей (геохимических, методологических и др.), признаков и факторов оруденения, выявленных в разных масштабах.

При геологических съемках какого-либо масштаба выявляется и изучается множество данных из самых различных направлений геологии — тектоники, магматизма и т. п. Для их сбора, обработки и изучения существуют хорошо разработанные инструкции, методологические указания, требования и пр. Но в каждом масштабе одни и те же данные по-разному выглядят, измеряются, картируются и исследуются, и различия между ними, как между частью и целым, глубоко принципиальны, а не только чисто количественны. Поэтому им необходимо уделять особое внимание: последовательно сопоставлять (выявлять взаимосвязь) данные отдельных отраслей геологии, полученные в одном масштабе, с таковыми в другом (ближайшем), а затем и во многих масштабах и завершить это сопоставление по всем масштабам (в этом заключается суть метода стыка наук и масштабов).

Наша геологическая служба и наука не знают этого метода, хотя подсознательно и отрывочно часто им пользуются. Между тем он намного эффективнее других приводит к выявлению самого существенного и главного среди множества факторов и взаимосвязей, изучаемых науками геологического цикла. Определенно можно сказать, что больше никакой другой метод геологических исследований не может дать того, что дает этот метод в части выявления и изучения части и целого, общего и частного, главного и второстепенного, а также взаимосвязей между отдельными явлениями и их комплексами (при этом сразу во многих масштабах). Потенциальные возможности метода стыка наук и масштабов для сопоставления и преемственности прогнозных карт разных масштабов и выявление «общего знаменателя» между ними (и факторами рудообразования) представляются многообещающими.

Неоднородность — геологическая особенность, устанавливаемая чисто эмпирически, по наибольшей встречаемости признаков, сопутствующих оруденению, вытекающих из самих факторов без какой-либо их теоретической интерпретации. Но почему именно она является единственным «общим знаменателем» для металлогенических и прогнозных построений разных масштабов, универсальным фактором прогнозов? Это, конечно, не случайно.

Наша земля, согласно В. И. Лебедеву, получает извне через кору почти в 3000 раз больше энергии, чем отдает ее. Энергия эта накапливается непрерывно, но распределяется неравномерно вследствие неоднородности земной коры. В местах, наиболее неоднородных, ее собирается больше; здесь происходит концентрация энергии до таких количеств, что поглощающие энергию породы уже не могут оставаться в прежнем состоянии. Происходят превращения вещества и энергии, возникают новообра-

зования — складки, разломы, изверженные породы, вулканы, землетрясения и т. п., в том числе и полезные ископаемые. И все это совершается в любых масштабах — от отдельного кристалла до земной коры в целом и только там, где неоднородность в данный момент является максимальной.

Неоднородность поэтому — не только чисто эмпирический универсальный (многомасштабный) фактор локализации и прогнозирования полезных ископаемых, но и важнейшее теоретическое положение. Неоднородность обуславливает концентрацию энергии и возникновение всех геологических новообразований. В свете изложенного количественное изображение накопленных на сегодня многочисленных геологических данных в виде их собственной (минералогической, тектонической и т. п.) неоднородности представляется важнейшим способом перехода от существующих методов прогнозирования по множеству частных, а также второстепенных признаков к составлению прогнозных карт любых масштабов на основе одного, но зато самого существенного (и общего) фактора, включающего все отдельные и к тому же легко поддающегося математизации.

Круг признаков, изучаемых на неоднородность (и вообще в прогнозных построениях), полезно расширить за счет таких реальных, существующих в природе и важных факторов, как прочность пород (предопределяющая их поведение почти в любых тектонических процессах), физические поля (гравитационное, электрическое, магнитное) и физические потоки (тепловой, нейтронный, радиоактивный и космических лучей). При построении мелкомасштабных карт надо иметь в виду также и динамическую неоднородность, обусловленную различиями в приливной деформации, близостью сейсмоактивных зон, вулканов и пр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Металлогенические карты и их основы. «Узбекский геологический журнал», 1958, № 5.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, изд-во «Наука», 1960.

Аверин Ю. А. Условия размещения оруденения на низкотемпературных месторождениях золота Узбекистана. Тр. САИГИМС, вып. 4, 1964.

Аделунг А. С. Тектоническая карта восточной и центральной частей Средней Азии. В кн. «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, изд-во «Наука», 1964.

Ажгирей Г. Д. Проблемы поисков скрытого свинцово-цинкового оруденения в Северной Осетии. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1958, № 4.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., изд-во МГУ, 1956, 1966.

Аркадьев А. Г., Браверман Э. М. Обучение машины распознаванию образцов. М., изд-во «Наука», 1964.

Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.

Асаналиев У. Минералого-геохимические особенности полиметаллических месторождений Сумсар-Бозбутауского района. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.

Ахмеджанов М. А. О характеристике карбонатных отложений Кураминской подзоны и их роль в рудоотложении. «Узбекский геологический журнал», 1959, № 2.

Бабаев К. Л. Некоторые генетические особенности лампрофиров. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. XI, 1956.

Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Автореф. докт. дисс., ВИМС, 1962.

Бабаев К. Л. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. «Советская геология», 1964₁, № 5.

Бабаев К. Л. Геолого-металлогеническое районирование пегматитоносных территорий Средней Азии. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., изд-во «Наука», 1964₂.

Баклаков М. С., Хетагуров Г. В. Перспективы поисков скрытого оруденения в Архоно-Холстинском рудном поле. Тр. СКГМИ, 1960.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, изд-во «Дониш», 1966.

Бархатов Б. Н., Мельник Г. Г. Тектоника Памира. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Материалы II Всес. тектон. совещ. в г. Душанбе. М., изд-во «Наука», 1964.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., изд-во «Недра», 1964.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Бобохов А. С., Вахромеев И. С. О соотношении улутауской свиты с породами карамалыташской и ирендыкской свит в Карамалыташской антиклинали. Сб. матер. по геол. и полезн. ископ. Ю. Урала, вып. 4. М., изд-во «Недра», 1965.

Бородаевский Н. И. Кочкарское золоторудное месторождение. В сб. «Геология главнейших золоторудных м-ний СССР». Тр. НИГРИЗолото, т. 2, 1952.

Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. Тр. ЦНИГРИ, вып. 35, 1960₁.

Бородаевский Н. И. О приемах анализа данных, получаемых при изучении структур рудных полей. В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960₂.

Бородаевский Н. И. Новые данные о жильных породах и табашках Кочкарского поля в связи с вопросами их генезиса и классификации. Второе Уральское петрогр. совещ. Тезисы докл. Свердловск, 1966.

Буданов В. И. Основные черты истории развития магматизма Памира. Материалы по геологии Памира, вып. II. Душанбе, изд. Упр. геол. и охр. недр Тадж. ССР, 1964.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.

Вахромеев И. С. О природе прямолинейных контактов магматических комплексов в зеленокаменных породах Магнитогорского синклинория. В сб. «Глубинное строение Урала». Свердловск, 1967.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Вистелиус А. Б. Задачи геохимии и информационные меры. «Советская геология», 1964, № 12.

Вологдин А. Г., Предтеченский А. А. Геологическая съемка в складчатых областях методом структурного картирования. «Проблемы советской геологии», 1937, № 12.

Вольфсон Ф. И. Основные черты металлогении Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 3, 1940.

Вольфсон Ф. И. Главнейшие типы свинцово-цинковых месторождений. «Советская геология», 1956, сб. 53.

Вонгаз Л. Б. О кайнозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. Тр. ВАГТ, вып. 4, 1958.

Воронич В. А. Некоторые статистические данные о размещении полиметаллической минерализации в Кармазаре. «Узбекский геологический журнал», 1959, № 2.

Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов. В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат, 1960.

Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика. Вопросы вулканизма. Тр. I Всес. вулк. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Ч. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1959; ч. 3 и 4, 1963.

Гзовский М. В. Перспективы тектонофизики. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК, проблема 4. М., изд-во «Наука», 1964.

Головин Е. М. Магматизм среднего палеозоя Чаткальских гор (Западный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. САИГИМС. Ташкент, 1960.

Головин Е. М., Юрьева Л. А. Схема развития тектоно-магматической деятельности в Чаткало-Кураминской складчатой области. В кн. «Геология и рудоносность Приташкентского района». Ташкент, изд-во «Фан», 1966.

Горжевский Д. И. О геотектонической позиции некоторых свинцово-цинковых рудных формаций и типов руд. Тез. докл. на первой расширенной сессии Науч. Совета по теории образования и размещения м-ний Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964.

Горжевский Д. И. Тектонические закономерности размещения отдельных типов рудных поясов. Изв. вузов «Геология и разведка», 1966, № 1.

Горжевский Д. И., Козеренко В. И. Классификация типов металлогенических зон. Изв. вузов «Геология и разведка», 1965, № 1.

* Губерман Ш. А. Машина решает геологические задачи. «Природа», 1965, № 12.

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, т. 160, № 3, 1965₂.

* Елютин Д. Н., Помазков К. Д. Унификация легенд и основы корреляции магматических образований. 1-е Среднеаз. регион. петрогр. совещ., Тез. докл. Ташкент, изд-во «Наука», 1965.

Заварицкий А. Н. О картах прогноза. Вестн. АН СССР, № 8—9, 1939.

Захаров Е. Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений. Тр. МГРИ, т. 28. Госгеолтехиздат, 1965.

Иванкин П. Ф. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Иконников Н. Ф. К стратиграфии девонских отложений бассейна р. Сумсар. Докл. АН УзССР, № 8, 1952.

Казакевич Ю. П. Золотоносные россыпи Витимо-Патомского нагорья (Ленского золотоносного района), условия их формирования и размещения. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 4. М., 1960.

Казакевич Ю. П., Шер С. Д. Принципы и методы составления среднемасштабных металлогенических прогнозных карт на золото для россыпных районов на примере Ленского золотоносного района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 56, 1963.

Карпова Е. Д. О рудоносных скарнах Кармазара и Моголтау. Зап. ВМО, № 3, 1946.

Карпова Е. Д. Металлогеническая карта восточной части Средней Азии в масштабе 1 : 1 000 000. Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата, 1958.

Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Советская геология», 1959, № 8.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

* Клущин И. Г. К теории построения промежуточных геологических документов. Зап. ЛГИ, т. 50, вып. 12, 1966.

Кнауф В. И. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Кнауф В. И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. «Геотектоника», 1966, № 5.

Кондратенко А. К., Шер С. Д. К вопросу о характере сочленения Бодайбинской и Мамско-Чуйской складчатых структур юго-западной части Витимо-Патомского нагорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1960.

Константинов М. М. Некоторые особенности структуры, минералогии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Садонского рудного района. Тр. ЦНИГРИ, вып. 64, 1964.

Константинов М. М. Зависимость состава свинцово-цинковых месторождений Северной Осетии от глубины их формирования. Докл. АН СССР, т. 165, № 6, 1965.

Коржинский Д. С. Влияние кислотности — щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. Материалы Всес. совещ. по разработке научн. основ поисков слепых рудных тел. Госгеолтехиздат, 1958.

Королев А. В., Шехтман П. А. Шлиховая и плюмбометрическая съемка при поисках и оценке месторождений свинцовых руд. «Разведка недр», 1952, № 1.

Королев А. В., Шехтман П. А. Послмагматические 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 ископ.», ст. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Королев А. В., Шехтман П. А. Условия размещения руд и геологические типы полиметаллических рудных полей в Средней Азии. Тр. Среднеаз. политехн. ин-та, вып. 6. Ташкент, 1959.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., изд-во «Недра», 1965.
- Королев В. А. Некоторые особенности изменения мощностей карбонатной толщи среднего и верхнего девона в Северо-Западном Карамазаре. Уч. зап. САИГИМС, вып. 7. Ташкент, 1962.
- Королев В. А. Морфогенетические типы рудных тел Алтынтюпканского рудного поля и некоторые особенности их размещения. Тр. САИГИМС, вып. 4. Ташкент, 1964.
- Королева Н. Н., Королев В. А., Овечкин В. В. Золото-сульфидное оруденение в карбонатных породах — новый тип золоторудной минерализации в Средней Азии. «Геология рудных месторождений», 1966, № 5.
- Королева Н. Н., Маркова Э. А. Распределение золота в сульфидах некоторых золото-сульфидных месторождений Средней Азии. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 18, 1966.
- Костяров В. Н., Лейе Ю. А. История формирования структуры Кафанского рудного поля (М. Кавказ). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1966, № 3.
- Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Лебедев А. П. Основные черты структуры Садоно-Унальской зоны (Северный Кавказ) в связи с ее полиметаллическим оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1964.
- Леворсен А. И. Палеогеологические карты. Перевод с англ. М., Гостехиздат, 1962.
- Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Ч. I, II, III. ОНТИ, 1933, 1934, 1935.
- Лурье А. М. Связь повышенных концентраций свинца и марганца с цикличностью 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. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. М., Физматгиз, 1961.
- Мкртчян С. С. Запгеозурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Мустафин К. Т. Особенности минерализации Сумсарского месторождения. Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. 3. Фрунзе, 1962.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент — Москва; «Туркпечать», 1926.
- Наследов Б. Н., Попов В. И. Контуры металлогении и металлорудные возможности Средней Азии. Ташкент, Средазгеолразведка, 1932.
- Невский В. А. О внутреннем строении разломов. «Геотектоника», 1967, № 1.
- Никифоров Н. А. К методике количественной оценки перспективных запасов на основе детальной прогнозной карты. В кн. «Методика составления металлоген. и прогнозных карт Ср. Азии». Ташкент, изд-во «Наука», 1964.
- Никифоров Н. А., Королев В. А. К методике составления детальной геологической прогнозной карты. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.
- Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. Тр. III Всес. съезда геологов. Ташкент, 1929.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. ВМО, т. 62, № 2, 1933.
- Обручев В. А. Металлогенические эпохи и области Сибири. Тр. Ин-та прикладной минералогии и металлургии, вып. 21, 1926.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. ОНТИ, 1935.

Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 22. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Осокина Д. Н. Желатино-глицериновые студни как материал для оптического метода исследования напряжений. «Коллоидный журнал», т. 19, вып. 6, 1957.

Палей Л. З., Борозенед Н. И., Муровцев А. В. и др. Новый тип минерализации в Султан Уз-Даге и его металлогеническое значение. В сб. «Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане». Ташкент, изд-во «Фан», 1966.

Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1938.

Петровская Н. В. О продуктивных минеральных ассоциациях в золоторудных месторождениях. Зап. ВМО, ч. 83, вып. 3, 1955.

Петрография Узбекской ССР, книга первая. Ташкент, изд-во «Наука», 1964.

Полканов А. А. О механизме пластообразных интрузий платформенных областей. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд. Ком. наук УзССР, 1938.

Попов В. И. Сжатый очерк ядерной теории развития земной коры. Докл. АН УзССР, № 1, 1951.

Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., изд-во «Наука», 1965.

Пятков К. К. К истории тектонического развития Кызылкумов. «Узбекский геологический журнал», 1963, № 3.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», сб. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Решение Первого сибирского совещания по применению математических методов и электронных вычислительных машин в геологии, 10—14 декабря 1965 г. Новосибирск, 1966.

Сафронов Н. И., Сафронов Д. Н. О вероятных закономерностях распределения запасов металлов в земной коре. В кн. «Некоторые вопросы использования математической статистики для решения задач геолого-разведки». ВИТР, сб. 44. Л., 1964.

Семенов А. И., Старикский Ю. Г., Шаталов Е. Т. Типы металлогенических провинций на территории СССР и распределение рудной минерализации в процессе их геологического развития. Материалы к IV Всес. металлоген. совещ. ВСЕГЕИ, 1965.

Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, серия геол., № 12, 1957.

Смирнов В. И. Принципы и методы составления прогнозных и металлогенических карт. Вестн. АН СССР, № 3, 1959.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во «Недра», 1965.

Смирнов С. С. К оценке оловорудных районов. «Советская геология», 1941, № 3.

Тимофеевский Д. А. О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 31, 1959.

Тимофеевский Д. А. Закономерности локализации и поисковые критерии оруденения дарасунского типа в Восточном Забайкалье. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1962.

Тимофеевский Д. А. Свинцово-цинковая минерализация на золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 83, 1963.

Федорова И. Б. Пути и методы составления прогнозной карты в Алмалыкском районе. В сб. «Вопросы методики составления металлоген. и прогнозных карт Ср. Азии». Ташкент, изд-во «Наука», 1964.

Ферсман А. Е. Перспективы распространения полезных ископаемых на территории Союза. М., Изд-во АН СССР, 1932.

- Х а и н В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. «Геология рудных месторождений», 1962, № 4.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.
- Черницын В. Б. Вертикальный интервал полиметаллического оруденения Горной Осетии. Докл. АН СССР, т. 143, № 5, 1962.
- Ш а р а п о в И. П. Применение математической статистики в геологии. М., изд-во «Недра», 1965.
- Ш а т а л о в Е. Т., О р л о в а А. В. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. М., изд-во «Недра», 1964.
- Ш а т а л о в Е. И. и др. Металлогенические и прогнозные карты рудных районов. М., изд-во «Недра», 1965.
- Ш е х т м а н П. А. Принципы и методика составления геолого-прогнозных карт рудных полей послемагматических месторождений. «Советская геология», 1962, № 2.
- Ш е х т м а н П. А., А к б а р о в Х. А., К о р о л е в В. А. Классификация рудных полей Средней Азии по структурно-геологическим признакам. Тр. САИГИМС, вып. 4. Ташкент, 1964₁.
- Ш е х т м а н П. А., А к б а р о в Х. А., К о р о л е в В. А. Типы рудных полей Средней Азии. В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука», 1964₂.
- Ш е х т м а н П. А., Ф е д о р ч у к В. П., К о р о л е в В. А. Изменение ведущих факторов прогнозирования в зависимости от масштаба прогнозных карт. В кн. «Методика составления металлоген. и прогнозных карт Ср. Азии». Ташкент, изд-во «Наука», 1964.
- Ш м у л е в и ч А. Д. Размещение свинцово-цинкового оруденения в мезозойских отложениях Южного Узбекистана. В кн. «Закономерности размещения полезных ископ.», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ш н е й д е р х е н Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Щ е г л о в А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М., изд-во «Недра», 1966.
- Щ е р б а к о в Ю. Г., П е р е ж о г и н Г. А. О геохимической связи золотого оруденения с интрузиями и вмещающими их породами в Западной Сибири. «Геохимия», 1963, № 9.
- Щ е р б а к о в Ю. Г., П е р е ж о г и н Г. А. К геохимии золота. «Геохимия», 1964, № 6.
- Ю л . Д., К е н д э л М. Теория статистики. Госстатиздат, 1960.
- Я к ж и н А. А. Особенности металлогении золото-молибденового турмалинового пояса. «Советская геология», 1956, № 50.
- Я н о в с к и й В. М. Типоморфизм плагиоклазовых гранитов Пластовского массива на Южном Урале. Второе Уральское петрогр. совещ. Тезисы докл. Свердловск, 1966.
- A l l a t s M. Methode d'Evouatlon des Perspeotives Eeonomigues de la Recherche Miniere sur des Grands Espaces. Application an Sahara Algerlen. Revie de l'Industrie Minerale La Recherche. Minie're. Rg. 3, 1, 1956.
- B l o n d e l F. Les lois statisigues de la Re'paratition Geographique des Productions Minie'res. Revue de l'Industrie Minerale La Recherche Minie're. Rg. 2, 1, 1956.
- D e r e c G., S a r c i a J. A. et T r o l y G. Considération theoretiques sur le tritement de l'information en metallogénie. Chronique de mines et recherche miniere, N 334, 1964.
- H o w d F. The taxonomy program — a computer technique for classifying geologic data. Quarterly of the Colorado school of mines, vol. 59, N 4, 1964.
- K i n k l e A. R. Jr. a. P e t e r s o n N. P. Copper in the United States. Mineral investigations resource map MR-13. US Geol. Surv. Wash., 1962.
- K n i g h t E. T. Mc., N e w m a n n W. L., N e y l A. V. Jr. Zinc in the United States. Mineral investigations resource map MR-19. US Geol. Surv. Wash., 1962.
- K o s c h m a n n A. H. a. B e r g e n d a h l M. H. Gold in the United States. Mineral investigations resource map. MR-24. US Geol. Surv. Wash., 1962.

K r i e g e D. Recent developments in South Africa in the application of trend-surface and multiple regression techniques to gold ore valuation. Quarterly of the Colorado school of mines, vol. 59, N 4, 1964.

K r u m b e i n W. C., G r a y b i l l F. A. An introduction to statistical models in Geology, 1965.

M e r r i a m D. F. a. L i p p e r t. Pattern recognition studies of geologic data using trend-surface analysis. Quarterly of the Colorado school of mines, vol. 59, N 4, 1964.

M i e s c h A. T. a E i c h e r R. A system of statistical programs for geological research. Quarterly of the Colorado school of mines, vol. 59, N 4, 1964.

P e t r a s c h e k W. K. Typical features of metallogenic provinces. Econ. Geol., vol. 8, 1965.

S l i c h t e r L. B. The Need of a New Philosophy of Prospecting. Mining Engineering, vol. 6, 1960.

T r u e b e H. The analysis of regional geologic data for the Front Range Mineral Belt, Colorado. Quarterly of the Colorado school of mines, vol. 59, N 4, 1964.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Методика составления геолого-прогнозных карт рудных полей	
Значение металлогенических и прогнозных карт в геолого-экономической оценке рудных полей и районов. <i>А. Б. Габелко</i>	5
Методы количественной оценки прогнозных запасов эндогенных месторождений, рудных полей и районов. <i>П. А. Шехтман, Ю. А. Аверин, Х. А. Акбаров, К. Л. Бабаев, В. А. Королев, Т. М. Маринов, В. А. Тарасов, В. П. Федорчук, А. Д. Шмудевич</i>	8
Геолого-прогнозные карты золоторудных полей Средней Азии. <i>Ю. А. Аверин</i>	38
Критерии глубинного прогнозирования в месторождениях жильного типа. <i>Н. И. Бородаевский, В. А. Захваткин, И. Т. Самарцев</i>	43
Методические основы глубинного прогнозирования на Кочкарском золоторудном месторождении. <i>Н. И. Бородаевский, В. М. Яновский</i>	49
Вопросы разработки поисковых критериев и признаков на примере месторождения штокверкового типа. <i>С. Д. Шер</i>	54
Закономерности локализации золотого оруденения как основа для составления прогнозных карт и оценки перспектив Дарасунского рудного района. <i>Д. А. Тимофеевский</i>	62
Условия локализации скрытого свинцово-цинкового оруденения Северной Осетии и их значение для прогнозирования. <i>М. М. Константинов</i>	67
Геолого-прогнозная карта Алынтопканского рудного района. <i>В. А. Королев</i>	73
Геолого-прогнозная карта Сумсарского рудного поля. <i>Х. А. Акбаров, Т. М. Маринов</i>	88
Опыт количественной оценки перспектив рудоносности рудных полей. <i>А. И. Красно</i>	99
Рудные поля в клиновидных тектонических блоках — самостоятельный структурный тип. <i>В. А. Королев, Ш. Д. Фатхуллаев</i>	101
Методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических прогнозных карт	
К теории прогнозирования на эндогенных рудных полях. <i>П. Ф. Иванкин</i>	108
О металлогенических исследованиях и составлении средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. <i>В. Т. Матвеевко, К. Б. Ильин, А. М. Марещев</i>	113
Применение математических методов при металлогенических исследованиях. <i>Ю. И. Михайлова</i>	116
Структурное картирование в колчеданосных районах Южного Урала и Малого Кавказа. <i>И. С. Вахромеев, Ю. А. Лейе, А. С. Бобохов</i>	119
О принципах среднемасштабного прогнозирования золотороссыпных месторождений Ленской провинции. <i>Ю. П. Казакевич, С. Д. Шер</i>	124
О значении колебательно-поступательных тектонических движений для прогнозно-металлогенических исследований. <i>Е. М. Головин</i>	129
Особенности расположения месторождений, существенные для задачи прогнозирования. <i>Н. Н. Боровко</i>	136
Особенности металлогении свинцово-цинкового оруденения Средней Азии. <i>А. Д. Шмудевич, Р. В. Земан, Г. М. Шуплецов, В. В. Вировец</i>	141

Принципы и методы составления мелкомасштабных металлогенических и прогнозных карт. <i>К. Л. Бабаев</i>	148
Петролого-геохимические критерии прогнозирования	
О зональности в размещении парагенетических комплексов минералов на месторождении золото-теллуридовой формации. <i>Н. Н. Королева</i>	161
Количественный учет петролого-геохимических факторов при прогнозно-металлогенических построениях на золоторудных месторождениях Узбекистана. <i>Л. З. Палей, А. В. Муровцев, П. М. Анжудович</i>	166
О значении количественных соотношений рудных минералов в свинцово-цинковых месторождениях для прогнозирования и поисков. <i>Д. И. Горжесский</i>	171
О сопоставлении прогнозных карт разных масштабов. <i>А. А. Хлобустов</i>	177
Список литературы	181

Министерство геологии Узбекской ССР
Среднеаз. науч.-исслед. ин-т геологии
и минерального сырья

Принципы и методика составления
металлогенических и прогнозных карт
рудных полей и районов

Редактор издательства Башмакова Э. И.
Техн. редакторы Сычева Е. С., Матвеева А. Е.
Корректор Н. А. Громова

Сдано в набор 14/VII 1972 г.
Подписано в печать 30/XI 1972 г.
Т-19150. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага № 2.
Печ. л. 12,0. Усл. п. л. 16,8. Уч.-изд. л. 17,13.
Тираж 1000 экз. Заказ № 1871/11199-4.
Цена 1 р. 95 к.

Издательство «Недра»
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6
«Союзполиграфпрома»
при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.
196 006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

Уважаемый товарищ!

В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги

БАТАЛИН Ю. В., КАСИМОВ Б. С., СТАНКЕВИЧ Е. Ф.
Месторождения природной соды и условия их образования. 14 л.
1 р. 55 к.

Книга представляет собой впервые публикуемую сводку по ископаемым и современным месторождениям природной соды и содопроявлениям. Большое внимание уделено содонакопленю на территории США (район оз. Сирлс, эоценовая формация Грин-Ривер) и Восточной Африки. Содопроявления и месторождения природной соды рассматриваются как результат континентального аридного литогенеза, при котором тип соленакопления определяется химическим составом природных вод, питающих бессточные водоемы. Приведены сведения о минералах содового типа и дана классификация месторождений и проявлений природной соды, показаны особенности их формирования и размещения, намечены поисковые признаки и критерии прогнозной оценки содоносности территории СССР.

Книга рассчитана на работников научно-исследовательских учреждений, геологов-производственников, геохимиков, литологов, гидрогеологов, гидрохимиков.

БОРИСЕНКО Л. Ф. Ванадий. 12 л. 1 р. 35 к.

В основу работы положены результаты многолетних исследований автора эндогенных месторождений ванадия СССР. Наиболее детально описаны месторождения Урала, Карелии, Казахстана, Кавказа. Впервые дано систематическое описание собственных минералов ванадия и обобщены результаты для большой группы минералов — концентратов ванадия из эндогенных образований различных типов (около 90 минералов). Охарактеризована ванадиеносность магматических, контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений. Разобраны главные факторы, определяющие поведение ванадия в процессе формирования эндогенных месторождений. Выделены наиболее важные условия, влияющие на рассеяние и концентрацию ванадия в природных процессах. Сравнение обширного материала для всех промышленных типов эндогенных и экзогенных руд ванадия позволило дать перспективную оценку его сырьевой базы. Особо выделена роль магматических месторождений, руды которых по объему потребления в мировом производстве ванадия в настоящее время выдвинулись на первое место.

Монография рассчитана на геохимиков, минералогов и геологов, занимающихся изучением рудных месторождений.

НЕСТЕРОВ Н. В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. 17 л. 1 р. 85 к.

В работе на широком конкретном материале доказывается наличие подзоны гипергенного обогащения, во многом определяющей перспективы как рудных, так и россышных месторождений. Геологическому описанию вторичной зональности предпосланы главы, освещающие основные черты геологического строения золоторудных районов и краткая история изучения вторичной зональности на месторождениях Якутии. Приводятся краткие геологические характеристики рудных полей, структурные и текстурные особенности, морфологические типы золоторудных тел, минералогический состав первичных и окисленных руд с подробным описанием минералов, морфологических разновидностей и пробыности золота. Увязаны данные геоморфологии и гидрогеологии со временем образования дочетвертичных кор выветривания и связанных с ними зон окисления. Большое внимание уделено минералогическому исследованию золота, химическим, термическим и рентгеноструктурным исследованиям гидроокислов железа с целью диагностики вторичного золота.

Работа рассчитана на геологов-производственников, работающих на поисках и разведке золоторудных месторождений, а также исследователей, занимающихся вопросами металлогении золота.

Типоморфизм минералов и его практическое значение. Редакт. Чухров Ф. В. 28 л. 3 руб.

В книге суммированы новые материалы, характеризующие особенности минералов и их сообществ, типичных для определенных условий. Рассматриваются общие вопросы типоморфизма структурного состояния, состава и свойств минералов, полиптизия и определяющие ее факторы, признаки минералов, которые могут использоваться как геотермометрические показатели. Излагаются современные представления о физической природе закономерных различий свойств минерального вещества и дается анализ энергетических факторов, влияющих на такие различия. Приводятся результаты исследований типоморфизма кварца, касситерита, вольфрамита, сфалерита, халькопирита, титаномагнетита, карбонатов, флюорита, слюд минералов, бора и редких земель, а также минеральных парагенезисов ряда рудных формаций. Характеризуются возможности использования типоморфных признаков для целей поисков и оценки минеральных месторождений.

Работа рассчитана на геологов, занимающихся вопросами прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, а также научных работников, изучающих закономерности строения месторождений.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга-почтой» магазинов:

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61.

№ 59 — 127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

1 p. 95 n.

1543

HEPRA-1973