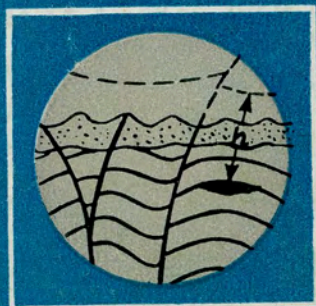


И.П.КУШНАРЕВ

ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



И. П. КУШНАРЕВ

ГЛУБИНЫ
ОБРАЗОВАНИЯ
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Фадееву
Данилу
Сурацескому
с абзг
22/VI 1965.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

Кушнарев И. П. **Глубины образования эндогенных рудных месторождений.** Издательство «Недра», 1969, стр. 152.

В книге дан обзор истории формирования представлений о глубинах образования месторождений и критически рассмотрены прямые (собственно геологические) и косвенные (зональность руд, изменение состава изоморфных минералов, околорудные изменения пород с глубиной и т. д.) методы, позволяющие приближенно оценивать глубины формирования руд, а также приведены примеры таких оценок, полученных разными методами. Автором предложена методика определения глубин послерудной эрозии с помощью карты эрозионных срезов, составленной им для Кураминской зоны Юго-Западного Тянь-Шаня, и показаны ее преимущества. Детально рассмотрена методика построения этой карты и в связи с этим по данным многолетних исследований автора и результатам других работ дан краткий геологический очерк Кураминской зоны и показано, какие материалы необходимы и достаточны для составления карты эрозионных срезов. Рассмотрены принципы, принятые при составлении металлогенической карты нового типа (на основе карты эрозионных срезов), и дан ее анализ. Принципиально новым для нее является возможность установить максимальный диапазон глубин, благоприятных для образования различных типов эндогенных месторождений, выявить сообщества руд, свойственные разным глубинам, и установить глубину их пострудной эрозии, что позволяет с иных позиций определять территории, перспективные для поисков, и давать промышленную оценку выявленным объектам.

Специальный раздел книги посвящен основным причинам, определяющим диапазон глубин, на которых формируются месторождения.

Табл. 8, рис. 30, библи. 165 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Опыт разведки и эксплуатации эндогенных рудных месторождений и различные расчеты, основанные на прямых и косвенных данных, указывают, что их протяженность сравнительно невелика — измеряется сотнями метров и редко первыми километрами. Совершенно естественно было стремление выяснить, какая часть месторождения сохранилась от размыва и какая уничтожена эрозией. Практическую и теоретическую важность этой проблемы хорошо сознавали многие выдающиеся ученые, примером чему служит включение принципа глубинности в основу ряда классификаций эндогенных месторождений (В. Линдгрэн, В. Обручев, М. Усов, П. Ниггли и др.). Трудность самой проблемы, отсутствие разработанных методов ее решения, общая недостаточность геологических знаний были причиной того, что не так давно при проведении поисково-разведочных и оценочных работ еще применялось известное правило Г. Гувера (H. Hoover), по которому глубину распространения рудных тел и возможные их запасы рассчитывали в виде треугольника на глубину, равную половине длины рудной залежи, или на четверть ее длины при экстраполяции в форме четырехугольного полотна. Хотя теперь это считается анахронизмом, многим еще не ясно, как, отказавшись от формального расчета, наметить геологически обоснованный подход к определению возможной глубины распространения руд даже при наличии достаточно хорошего материала по геологии района и месторождения, поскольку основы методики определения глубины эрозии и общей глубины возможного распространения руд приводятся лишь в небольшом количестве работ и при этом очень кратко. В частности, наши публикации в 1961 г. («Геол. рудных м-ний, № 6»), доклад, прочитанный на XXII сессии МГК в 1964 г., и серия докладов, сделанных нами перед коллективами геологов Средней Азии, Северного Кавказа, Москвы, Ленинграда, ГДР и других мест, в которых излагались главнейшие черты методики таких расчетов оказались недостаточными для того, чтобы разобратся в деталях этой проблемы. Это обстоятельство заставило нас взяться за подробное изложение указанной методики.

Интерес к выяснению глубин образования месторождений возник у автора в пятидесятых годах, когда под его руководством

и при его участии коллективом геологов ИГЕМ АН СССР (А. Каждан, В. Левин, В. Мещерякова и А. Уткин) велась геологическая съемка в пределах Кураминской структурно-фациальной зоны в связи с изучением закономерностей размещения эндогенных месторождений. Для этой цели были использованы планшеты геологических карт А. Аделунга, А. Макарова, П. Подкопаева, а также различные материалы Н. Васильковского и его геологосъемочной группы и данные многочисленных геологов, работавших в Средней Азии, перечислить которых не представляется возможным.

К началу 1960 г. нами была построена карта глубин послерудной эрозии поверхности, соответствующей времени рудообразования (концу верхней перми — началу триаса). Статистическая обработка данных по размещению нанесенных на нее различных типов месторождений и рудопроявлений позволила наметить глубины их образования.

Конкретное применение и разработка геологического метода определения глубин образования и эрозии месторождений и рудопроявлений на примере Кураминской зоны, геологическое развитие и строение которой разбирается кратко ниже с акцентом на те моменты, которые в первую очередь требуются для решения поставленной задачи, а также литературный обзор проблемы позволяют дать читателям представление о фактической стороне проблемы глубинности руд и некоторых других образований для собственных суждений и размышлений над усовершенствованием известных и поисками новых путей ее решения. Если эта работа вызовет такие стремления, мы будем считать поставленную перед нами задачу выполненной.

Автор выражает глубокую благодарность всем геологам и особенно академику Д. И. Щербакову и проф. — доктору М. Ф. Стрелкину, участвовавшим в обсуждении докладов и статей и помогшим более критически подойти к разработке проблемы, усовершенствовать исследование и уточнить выводы.

Особую искреннюю благодарность за весьма ценные критические замечания, советы и большую помощь в работе автор выражает академику В. И. Смирнову, доктору геолого-минералогических наук проф. А. В. Пэку и канд. геолого-минералогических наук Б. М. Сельцову, а также всем геологам нашей группы — проф. — доктору геолого-минералогических наук А. Б. Каждану, кандидатам геолого-минералогических наук В. Н. Левину и В. Б. Мещеряковой и научному сотруднику АН СССР А. Ф. Уткину.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наибольшее внимание вопросам глубин формирования эндогенных рудных месторождений уделяли русские, американские и немецкие геологи. Среди них прежде всего следует указать таких известных исследователей рудных месторождений, как В. Обручев, М. Усов, С. Смирнов, В. Линдгрэн, В. Эммонс, Л. Грейтон, П. Ниггли, Г. Шнейдерхен, С. Бубнов.

Исследования в области изучения глубин образования эндогенных рудных месторождений и формирования магматических и метаморфических пород велись в нескольких аспектах:

создание генетических классификаций, учитывающих глубины образования эндогенных месторождений;

методические исследования — поиски путей решения этой проблемы (прямых и косвенных);

применение существующих методов для решения частных конкретных вопросов с помощью: а) прямых — геологических методов и б) косвенных методов (включая данные экспериментальных исследований);

экспериментальные исследования.

Генетические классификации эндогенных рудных месторождений. Известный американский геолог В. Линдгрэн в своей монографии, изданной в 1928 г. и переведенной на многие языки (в том числе на русский в 1935 г.), дал генетическую классификацию месторождений, в которой глубины их образования, наравне с температурой и минеральным составом руд, являются одним из главных принципов подразделения. В этой монографии В. Линдгрэн указал следующие диапазоны глубин формирования гидротермальных месторождений: эпitherмальные — от первых десятков до 1800 м, мезотермальные — от 1200 до 3600 м и гипотермальные — от 1200 до 10 000 м. Приведенное деление месторождений по глубинам образования опиралось на очень небольшое количество данных. Сами расчеты основывались на положении месторождений в стратиграфической колонке района, т. е. определялись, как пишет В. Линдгрэн, по «стратиграфической мощности» пород. Как будет показано ниже, такой способ расчета может быть пригоден только для районов активизированных

платформ типа Сибирской, где сохранилось почти горизонтальное залегание пород верхнего платформенного чехла, и совершенно не годится для складчатых геосинклинальных областей, к которым относятся месторождения, указываемые В. Линдгреном (1935). Ошибочность такого метода состоит в том, что, кроме стратиграфического положения, необходимо учитывать неоднократную складчатость, характер блоковых перемещений при накоплении толщ пород, соответственно неполноту стратиграфической колонки, и другие факторы, важные для определения истинной глубины формирования месторождений.

М. Усов (1933) считал глубинность важным принципом генетической классификации эндогенных месторождений, разделяя их на три группы: абиссальные, гипабиссальные и эффузивные — соответственно глубине застывания изверженных пород, «материнских» для месторождений.

Примерно на тех же принципах построил свою классификацию П. Ниггли в 1933 г., несколько развивший ее в 1941 г. Главнейшими положениями классификации являются место отделения рудоносных растворов, глубина отложения рудного вещества от поверхности земли и от места первичного источника растворов и их температуры, а также влияние окружающих пород.

По месту отделения рудоносных растворов П. Ниггли выделяет группы 1) вулканические; 2) субвулканические; 3) plutonические; 4) глубинно-плутонические.

По отношению к земной поверхности различаются месторождения: 1) аэральные, или супракрустальные, т. е. образовавшиеся на земной поверхности; 2) субаквальные — морского и озерного происхождения; 3) эпикрустальные — возникшие вблизи земной поверхности и связанные в основном с вулканическими и субвулканическими образованиями; 4) гипабиссальные; 5) абиссальные (связанные с плутоническими образованиями).

Эта сложная классификация, перегруженная весьма гадательными положениями (положение очагов магматических и рудоносных и др.), о которых у нас нет никаких данных и нет методов получить эти сведения, естественно, вызвала у многих исследователей возражения и критику.

Г. Шнейдерхён (Schneiderhöhn, 1941) воспринял многие черты упомянутых классификаций. В основу своей группировки он положил не только два основных принципа — вещественный состав руд и уровень магматических очагов, но также внес определенность в отношении глубин образования рудных месторождений, разделив их на четыре группы:

1) абиссальные, в 6—10 км от поверхности (гидротермальные месторождения не образуются); на этих глубинах происходит гранитизация и другие метаморфические преобразования толщ, а также образуются безрудные высокотемпературные силикаты;

2) гипабиссальные, в 2—6 км от поверхности;

3) субвулканические, менее 2 км от поверхности;

4) вулканические — вблизи поверхности земли и на ней. Рудные месторождения он считает генетически связанными с интрузивами, расположенными на том же самом гипсометрическом уровне (рис. 1).

Г. Шнейдерхён дает близкие В. Линдгрёну цифры глубин образования месторождений, заменяя лишь термин «гипотермальный» на «кататермальный» и вводя дополнительно два класса: пневматолитовые и телетермальные месторождения (табл. 1).

Таблица 1

Условия образования рудных месторождений
(по Г. Шнейдерхёну)

Классы месторождений	Температура образования, °С	Глубина образования, м	Давление, кг/см ²
Телетермальные	90	0—300	70
Эпитермальные	90—200	300—1300	70—150
Мезотермальные	200—300	1000—4000	150—1000
Кататермальные	300—370	1000—10 000	1000—2500
Пневматолитовые	370—500		

Трудности применения указанных классификаций были подробно рассмотрены С. Смирновым (1937, 1945, 1947), Ф. Вольфсоном (1962), А. Бетехтиным (1953), В. Смирновым (1958, 1965), М. Константиновым (1953) и другими геологами.

Очень большое впечатление на современников произвели работы В. Эммонса (1926, 1936, 1937), который считал, что все эндогенные месторождения располагаются вокруг гранитоидных батолитовых интрузивов, образуя зональный ряд. Высокотемпературные месторождения (золото, вольфрам, молибден, олово и др.) располагаются в самом теле интрузива и в ближайшем его экзоконтакте, а более низкотемпературные (медь, цинк, свинец, сурьма, ртуть и др.), постепенно сменяя друг друга, удалены от него на расстояние, достигающее 10 км.

Указанную зональность В. Эммонс рассматривал как следствие эволюционного процесса изменения рудоносных растворов, отлагавших определенные минеральные образования в порядке, обратном их растворимости.

Таким образом, глубина образования месторождений целиком определялась глубиной формирования батолита. Однотипные месторождения будут иметь различную глубину относительно поверхности периода рудообразования, в зависимости от глубины застывания батолитов. Поэтому перспективы поисков месторождений будут определяться современной эрозией батолитов, по глубине которой В. Эммонс различал следующие уровни: кристобатолитовый (интрузив скрыт), акробатолитовый (обнажены отдельные

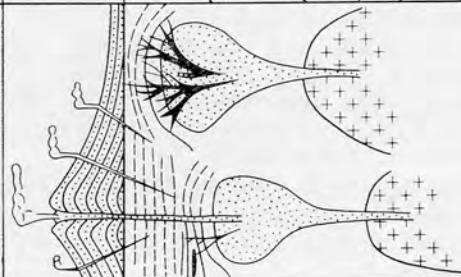
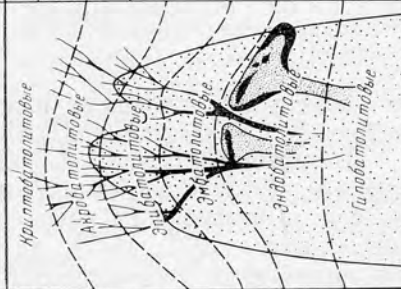
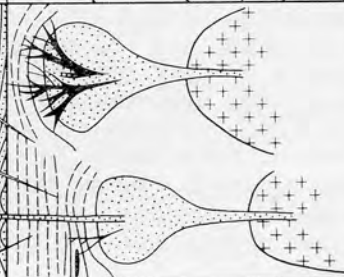
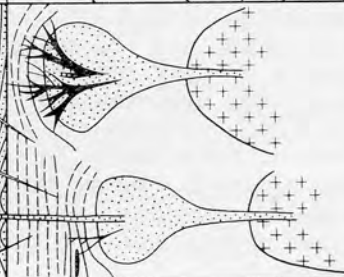
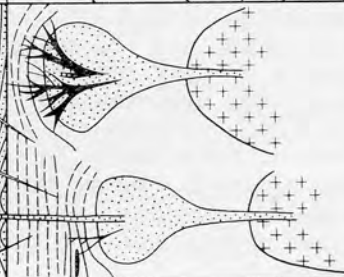
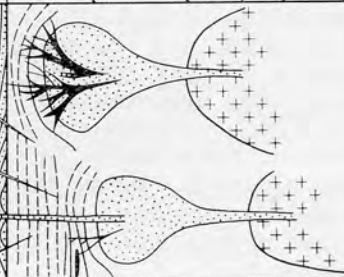
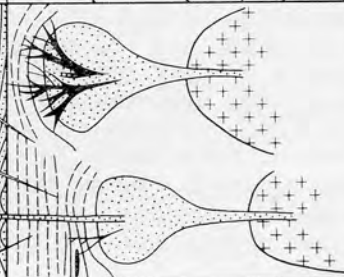
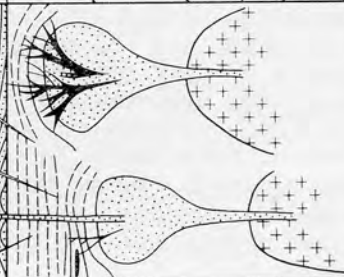
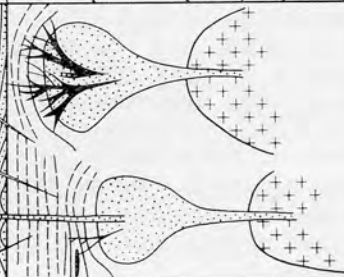
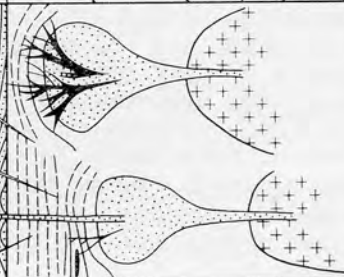
Вулканические и субвулканические месторождения		Плутонические месторождения							
Излившаяся породы и эффузивные месторождения		Зоны месторождений и их ориентацию в батолиту		Определение и мощность залежи по ориентации и мощности залежи	Глубина обрабатываемой породы		Температура обработки, °C		Группа месторождений
					в метрах	в метрах	Макс.	Мин.	
Субвулканические месторождения		Кристаллитовые	Телесматитовые	Телесматитовые	0-300	100	100	100	Апогортитовые
Субвулканические залежи		Кристаллитовые	Кристаллитовые	Кристаллитовые	300-1400	1000	200	200	Эпигортитовые
Глубинные породы		Эпигортитовые	Эпигортитовые	Эпигортитовые	1000-4000	2000	300	300	Мезогортитовые
		Эпигортитовые	Эпигортитовые	Эпигортитовые	1000-4000	1000	350-450	350-450	Надгортитовые
		Эпигортитовые	Эпигортитовые	Эпигортитовые	3000	3000	450-550	450-550	Пегматитовые
		Эпигортитовые	Эпигортитовые	Эпигортитовые	4000	4000	500-600	500-600	Пегматитовые
		Эпигортитовые	Эпигортитовые	Эпигортитовые	5000	5000	600	600	Магматические
		Эпигортитовые	Эпигортитовые	Эпигортитовые	6000	6000	700	700	Граниты и другие габброидные породы

Рис. 1. Схема подразделения магматогенных месторождений (по Г. Шнейдерхёну)

его выступы — сателлиты), эфбатолитовый (интрузив достаточно хорошо вскрыт), эндобатолитовый (размыв глубокий), гипобатолитовый (размыв весьма значительный). Нижней границей гипобатолитовой зоны является так называемая «мертвая линия», ниже которой полностью отсутствуют какие-либо месторождения.

Примеры зонального расположения руд разного состава были приведены и В. Смирновым (1965). Однако считанное число их не идет ни в какое сравнение с остальной массой месторождений и рудопроявлений, где подобной картины не наблюдается.

Подкупающая стройность теории зональности В. Эммонса и кажущаяся ясность научных и практических выводов быстро завоевали ей признание и широкое распространение. Ее придерживались такие видные ученые, как Баддингтон, Батлер, Лавринг, Шнейдерхён, Грейтон, Гилюли, Садецкий-Кардошш и другие.

Большое значение вопросу глубин формирования месторождений придавал С. Смирнов (1946), который писал, что «обоснованное введение в классификацию в качестве одного из главнейших признаков глубины образования и разработка соответственных критериев глубинности являются делом первостепенной важности как в практическом, так и чисто научном отношении». В серии своих статей (1937, 1946, 1947) С. Смирнов дал глубокий анализ достоинств и недостатков отмеченных классификаций. Самая широко распространенная классификация В. Линдгрена, главными признаками которой являются температура и давление, как справедливо отмечал С. Смирнов (1946), в сущности, построена лишь по первому признаку.

Впоследствии Л. Грейтон и А. Баддингтон (1937), пытаясь улучшить группировку В. Линдгрена и сделать ее более гибкой в оценке температур и давлений при рудообразовании, предложили добавить к ней три новых класса месторождений:

телетермальные — средняя глубина и малая температура;

лептотермальные — малая глубина и средняя температура;

ксенотермальные — малая глубина и высокая температура.

Однако эти изменения не меняют всей сущности классификации, не прибавляют к ней надежных критериев и фактических данных, позволяющих судить о глубинах образования выделенных классов месторождений.

Дж. Нобл (1958), стремясь примирить классификации В. Линдгрена, Г. Шнейдерхёна и П. Ниггли, предлагает, вместо фактора глубинности образования месторождений, ввести фактор интенсивности оруденения с учетом зональности руд. Последнее, по его мнению, следует согласовать с концепцией рудных ассоциаций, так как они являются результатом изменения состава рудоносного флюида во времени. Предлагается также сохранить деление на вулканические и субвулканические месторождения.

Предлагаемая замена не равноценна. Помимо забвения фактора глубинности, в ней не учитывается, что рудные ассоциации

характеризуют не только состав флюидов и соответственно разнообразность их поступления, но и смену условий рудообразования.

Интенсивность оруденения — очень неопределенное понятие, потому что многие руды характеризуются крайне неравномерным распределением полезных компонентов даже в пределах одной жилы и само оно носит скорее экономический, чем генетический смысл.

Рассматривая классификацию В. Эммонса и особенно его зональность, С. Смирнов писал, что «месторождения, являющиеся представителями отдельных зон, остаются достаточно индивидуализированными и в горизонтальном направлении». С глубиной обычно наблюдается «разубоживание» и «выклинивание», «если в данном рудном узле развиваются жильные тела, несущие молибденовые, медные и свинцово-цинковые руды, то мы фактически не встретим таких жил, в которых в том или ином направлении можно было бы наблюдать переходы от свинцово-цинкового оруденения к медному и далее — к молибденовому; не встретим, как правило, даже в таких рудных узлах, в которых все упомянутые рудные формации развиваются на совершенно незначительной площади вокруг металлоносного интрузива». Это положение С. Смирнова подтверждено практикой многолетних исследований, проведенных большой армией геологов. Четко выраженная изолированность типов руд эммонсовского ряда, нередкие пересечения одних их типов другими (более низкотемпературными) позволили С. Смирнову высказать мнение о прерывистом, пульсационном поступлении растворов разного состава через те или иные промежутки времени из металлоносного очага.

Самым поразительным фактом, установленным во многих рудных районах, является весьма значительное расхождение в возрасте батолитов и рудных тел. Оно нередко достигает двух и более геологических периодов; для месторождений батолиты являются такой же вмещающей средой, как и другие породы самого различного состава. Отмечая разрыв во времени между образованием руд и батолитами, С. Смирнов указал, что в этот промежуток времени внедрялась серия разновозрастных «малых интрузий» и даек интрузивных пород разнообразного состава. Далее, анализируя фактический материал, он пришел к справедливому выводу о том, что растворы, породившие месторождения, нельзя считать непосредственными продуктами тех магматических тел, которые расположены в соответствующих зонах, как это принимают, например, Г. Шнейдерхён (1941) и П. Ниггли (1941).

Характеризуя состояние вопроса, С. Смирнов (1946) пришел к неутешительным выводам: «надо признать, что сейчас выяснение генезиса месторождения, определение его генетического типа совершается нами очень часто самым шаблонным путем. . . При этом вопрос о глубине образования обычно просто обходится или решается самым примитивным образом». Основным способом решения этой задачи, по С. Смирнову, является «. . . реставрация

разреза или — еще шире — наиболее полная реставрация геологических условий в период формирования того или иного месторождения. Разумеется, успешно достичь этой цели можно лишь в детально изученных районах».

Попытки такого рода делались отдельными исследователями (Королева, 1950; Невский, 1955; Асланян, 1958; Кушнарев и др., 1959; Синицын, 1959; Грушкин, 1961, и другие).

Мечтая принять непосредственное участие в решении проблемы по определению глубин формирования различных типов месторождений, С. Смирнов (1947) наметил абрис своей классификации рудных месторождений, подчеркнув особую важность принципа глубинности. В ее основу он намеревался положить следующие положения:

1) характер физико-химической системы, породившей рудные узлы, а именно собственно магматические, пегматитовые, постмагматические «глубинные» и постмагматические «поверхностные»;

2) рудные формации (выделенные по химико-минералогическим особенностям);

3) глубины образования месторождений (хотя бы с той терминологией, что у П. Ниггли);

4) температуры главной стадии рудообразования (высоко-, средне- и низкотемпературные).

Нам приходится лишь сожалеть, что выполнить задуманное ему не удалось.

Принцип глубинности стоит одним из первых в классификации эндогенных месторождений у П. Татарина и И. Магакьяна (1949). В этой классификации выделяются.

1. Глубины формирования месторождений:
 - а) малые глубины — сотни метров до 1 км;
 - б) умеренные глубины — от 1 до 3 км;
 - в) значительные глубины — более 3 км.
2. Температура рудообразования:
 - а) высокотемпературные — более 300° С (в основном 350—500° С);
 - б) среднетемпературные — от 200 до 300° С;
 - в) низкотемпературные — менее 200° С.
3. Рудные ассоциации и формации.

Для определения глубин образования месторождений авторы классификации предлагают шесть критериев: 1) пространственная связь с интрузиями определенных фаций; 2) выдержанность оруденения по падению рудных тел; 3) форма рудных тел; 4) состав руд; 5—6) наличие или отсутствие зональности в рудах.

Рассматривая перечисленные критерии, Ф. Вольфсон (1962) совершенно справедливо отмечает «условность критерия глубинности» и показывает, в чем это выражается.

К сказанному следует добавить, что помимо неясности самих связей месторождений с определенными фациями интрузий, последние не имеют критериев глубин формирования и поэтому не дают шкалы для таких измерений.

Изменение состава руд с глубиной (зональность) является весьма важным косвенным признаком определения глубины формирования месторождений. Однако на современном уровне наших знаний мы не можем дать в цифровом выражении глубин, которым соответствуют те или иные ассоциации руд, но в этом вопросе есть первые определенные успехи, о которых мы скажем позже.

Безусловно, нельзя согласиться с П. Татариновым и И. Магакьяном, что для месторождений умеренных и частью значительных глубин «характерно обычно невысокое содержание металлов», а для месторождений малых глубин — «неравномерное, местами очень высокое содержание металлов (бонанцы, кусты, рудные столбы)». Это противоречит данным опробования месторождений тех и других типов. В качестве примера можно привести высокотемпературные молибденовые, вольфрамовые, оловянные и другие месторождения, где крайне неравномерное (с кустами, столбами и т. д.) оруденение очень характерно и поэтому они были отнесены В. Крейтером (1940) к месторождениям IV группы с высоким коэффициентом вариаций в содержаниях металлов. То же можно сказать о высоко- и низкотемпературных месторождениях золота.

Перечисленные принципы определения глубин по П. Татаринову и И. Магакьяну относятся к разряду косвенных и не являются достоверными, но ценно то, что эти авторы не оставили без внимания этот важный показатель генезиса месторождений.

Видимо, пессимистический взгляд на критерий глубинности, его «неопределенность» и «ненадежность» явились причиной тому, что в предложенной Ф. Вольфсоном классификации (1962) этот критерий совершенно не нашел отражения.

Различные рудоносные растворы, по Х. Абдуллаеву (1954), «возникают в результате активного взаимодействия магмы с вмещающей ее геологической средой», т. е. при контаминации и ассимиляции пород кровли. Этот принцип и положение месторождений относительно изверженных и вмещающих их пород взят в основу предлагаемой им классификации.

По степени удаления от рудоносных интрузивных массивов Х. Абдуллаев выделяет четыре типа месторождений: 1) интрузивной зоны, 2) околоинтрузивной зоны, 3) надинтрузивной зоны, 4) безинтрузивной зоны. Близкий принцип глубинности положен и в основу классификации Е. Захарова (1953), выделяющего месторождения, залегающие: 1) в интрузивных массивах, 2) в дайках, 3) в зонах контактов интрузий, 4) в складчатых структурах осадочных и изверженных пород, 5) в вулканических породах.

Обе классификации, по существу, совпадают с позицией В. Эммонса в вопросах зональности, которая нами уже рассматривалась и поэтому нет смысла на этом останавливаться.

Иной подход к классификации эндогенных месторождений у В. Смирнова (1965). В ее основу он кладет минеральный состав (включая и минеральные парагенезисы), сходный генезис, по возможности отражающий условия образования руд, и отличия

физико-химических условий формирования месторождений каждого из выделенных классов, количество которых сведено до минимума, что выгодно отличает ее от громоздких классификаций П. Ниггли, Г. Шнейдерхёна и других.

Исходя из перечисленных признаков, им выделяется 5 классов месторождений: 1) грейзеновые, 2) эндотермальные (с подразделением на кварцевый, сульфидный и карбонатный), 3) телетермальные, 4) колчеданные, 5) субвулканические.

В ней, как и в рассмотренных выше классификациях, нас интересует прежде всего оценка глубин формирования выделенных классов месторождений.

В. Смирнов указывает, что грейзеновые месторождения располагаются вблизи выступов гранитов и гранит-порфиров, распространяясь в глубь массивов до 1 км и в породы кровли на 150—200 м. Они формируются вместе с пегматитами, для которых оптимальная глубина образования определяется в 3—7 км, а температура, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, приближается к 600—500° С.

Эндотермальные месторождения объединяют очень широкий диапазон руд — от высоко- до низкотемпературных (до 500, чаще от 400—300° до 100—50° С). Они формировались в главной своей массе в гипабиссальных условиях на глубинах от 1 до 5 км, а отложение руд происходило в основном из жидкой фазы.

Класс телетермальных месторождений включает месторождения остродискуссионного генезиса, т. е. одни исследователи считают их типично осадочными, другие — гидротермальными. Начальная температура их образования, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, достигает 250° С, но обычно не превышает 200° и снижается до 100—70° С. Подавляющая их часть формировалась на глубинах от нескольких сотен метров до первых километров.

Колчеданные месторождения относятся автором классификации к субмаринным геосинклинальным образованиям, связанным с эффузивами среднего и основного состава. Часть рудного вещества могла отлагаться на пути восходящих минерализованных растворов, замещая незадолго перед этим образованные вулканогенно-осадочные породы, создавая гидротермальные субвулканические метасоматические залежи. Другая их часть достигала дна бассейна и выпадала вместе с осадками. Таким образом, по В. Смирнову, этот тип месторождений имеет конвергентный характер; главная же масса колчеданных месторождений относится к гидротермальным субвулканическим образованиям. Глубина их формирования оценивается от нуля до 1 км.

Класс субвулканических месторождений В. Смирнов разделяет на связанные с ранней и поздней стадиями развития геосинклинали. Глубина их формирования достигает 1 км.

Приведенная классификация существенно отличается от других, широко известных, но сходных между собой классификаций

Выделенные в ней классы далеко не равноценны по объему объединяемых ими месторождений. Особенно велик класс эндотермальных месторождений, включающий большую часть эпи-, мезо- и гипотермальных месторождений В. Линдгрена. В этом состоит известная трудность сравнения глубин этих групп месторождений между собой.

Проведя критическое рассмотрение всех предложенных классификаций, от В. Линдгрена до наших дней, и отметив их несовершенство, Г. Пелиссонье (Pélissonnier, 1962) предлагает строить классификации, исходя из физико-химических условий образования различных эндогенных руд, в зависимости от глубины (давления) и температуры их образования. Идея эта безусловно, заманчивая и, вероятно, осуществимая в будущем, когда мы будем располагать достаточно большим числом экспериментальных данных, близко воспроизводящих основные элементы процессов, идущих в недрах при рудообразовании и создающих широкий диапазон минеральных ассоциаций.

Методические исследования по определению глубин образования эндогенных рудных месторождений. В генетической классификации минеральных месторождений В. Линдгрена (1933—1935) приводится около десятка определений глубин формирования месторождений, установленных по их положению в стратиграфической колонке района.

В. Эммонс и его последователи не дали статистического материала по размещению месторождений в зависимости от положения кровли батолитов, с которыми они генетически связывали их образование, а лишь ограничились отдельными примерами, иллюстрирующими некоторые звенья намеченной им последовательности рудообразования.

Мы уже отмечали отрицательное отношение С. Смирнова к зональности, объявленной В. Эммонсом, приведшего большое число примеров, не подтверждающих ее. С другой стороны, Ч. Парк (1958), не являющийся ее принципиальным противником, также отмечает, что в современном виде теория зональности противоречит многим фактам. Одни геологи искали выход в выделении ксеноотермальных месторождений и в телескопированности руд, другие — в пульсирующем поступлении гидротермальных растворов (С. Смирнов, Т. Ватанабэ и др.), вне зависимости от расстояний до магматического очага, третьи — в растворимости минеральных соединений, но, как справедливо замечает Ч. Парк, высокотемпературные минералы, отлагающиеся, согласно Эммонсу, вблизи магматических тел батолитов и в них, имеют относительно большую растворимость, чем вдали от них.

Некоторые считают, что следует учитывать летучесть соединений и вообще газовый перенос металлов, а не только растворимость соединений в воде. Этим, в частности, пытаются объяснить наибольшую удаленность от интрузивов и магматических очагов киновари, сурьмы, мышьяка, положение которых, по Дж. Брауну

(Ч. Парк, 1958), вообще не зависит от их растворимости в воде.

Б. Батлер и В. Бербанк (1929) считали, что зональность объясняется электродными потенциалами минералов, составляющих рудные ассоциации. Однако показать это убедительно на достаточно изученных примерах им не удалось.

Любопытные взгляды о зональном расположении руд высказал К. Уайт (1945), который считал, что связь руд с магматическими породами случайна и объясняется тем, что те и другие образуются на сравнительно больших глубинах. В процессе остывания Земли минералы располагались в порядке их теплот образования.

Роль теплот образования минералов — проблема мало исследованная применительно к решению геологических задач. В целом же основываться на этом нельзя хотя бы потому, что такой подход не объясняет ряда геологических закономерностей, как, например, появление месторождений в определенных зонах и в определенное время (металлогенические эпохи), причем некоторые минералы являются участниками целого ряда рудных ассоциаций (например, флюорит, кварц, карбонаты, ряд сульфидных соединений и т. д.), чего не должно быть по схеме, предложенной К. Уайтом.

Е. Садецкий-Кардошш посвятил глубинам образования эндогенных месторождений и интрузивных пород две, почти одновременно вышедшие, статьи (1957) близкого содержания, но несколько дополняющие одна другую. Для определения глубины возникновения месторождений он считает возможным использовать:

1) геологический метод — выяснение геологического строения размытой части месторождения с учетом данных разведки и эксплуатации (применим для молодых вулканических областей);

2) степень кристалличности материнских магматических пород, отмечая при этом, что последняя будет зависеть не только от глубины остывания массива, но и от других неизвестных величин — степени прогретости окружающих пород, вязкости магмы, степени гравитационного разделения минералов и их перемешивания и т. д. По его мнению, в большинстве случаев степень кристалличности пород и руд есть функция интенсивности их метаморфизма, определяемая давлением, развиваемым не только магмой, но и давлением вышележащих пород (метод удобен для больших глубин). Глубину залегания месторождения (M) предлагается определять по формуле

$$M = i - d,$$

где i — глубина залегания интрузива;

d — расстояние между рудным телом или месторождением и верхней контактовой поверхностью интрузива.

В зависимости от облика интрузива он разделяет примерные глубины их застывания следующим образом: вулканические 0 км; субвулканические 0—2 км; plutonic 2—5 км; абиссальные

от 5 до 10—15 км. В основу дальнейшего разделения месторождений по глубинности положены принципы В. Эммонса, и глубина эрозии определяется в соответствии с современной эрозией батолитов;

3) интенсивность изменения вмещающих пород у контактов интрузивов и околорудных изменений пород, находящихся в прямой зависимости от глубины их образования (у близповерхностных интрузивов метаморфизм незначителен);

4) характер некоторых образований (пегматиты — большая глубина, скарны — средняя глубина); парагенезис минералов (например, пирит, пирротин, магнетит и фаялит сосуществуют вместе только при невысоком парциальном давлении кислорода, иначе фаялит распадется на $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{SiO}_2$), а также текстуры руд и характер выполнения полостей (для небольших глубин — выполнение открытых полостей, развитие вкрапленности кокардовых и колломорфных структур руд, а также уменьшение метасоматоза с глубиной);

5) минералы-термометры;

6) форму рудных тел и их протяженность на глубину (трещинные — близповерхностные; сложные метасоматические залежи — относительно большая глубина; большая протяженность руд — большие глубины; быстрая вертикальная изменчивость — малые глубины; в то же время закрытость трещин на больших глубинах позволяет развиваться линзам и коротким жилам);

7) данные экспериментальных исследований;

8) ряды ионизации минералов и химических элементов с изменчивой валентностью. Е. Садецкий-Кардошш считает, что степень ионизации обратно пропорциональна глубине образования месторождения. Таким образом: а) совершенно неионизированными являются самородные элементы; б) слабоионизированными — арсениды и антимониды (с малым значением связи); в) относительно сильноионизированными (с большим значением связи и наименьшим количеством серы) — моносulfиды (с двумя-тремя sulfидными соединениями), а также окисленные — монооксифильные и сложные оксифильные соединения (sulfаты, карбонаты и соединения, содержащие кристаллизационную воду). Так, сурьма, мышьяк, арсениды и антимониды, характерные для кобальт-никелевых руд, образуются на относительно больших глубинах, чем медные месторождения, в которых антимониды отсутствуют, но есть много сульфосолей. На еще меньшей глубине должны образовываться свинцово-цинковые месторождения, в которых сложные сульфосоли, а также арсениды и антимониды полностью отсутствуют. Наконец, в сурьмяно-ртутных месторождениях с мышьяком ионизация элементов наибольшая и соответственно глубина их формирования наименьшая.

Е. Садецкий-Кардошш подчеркивает, что основным методом является геологический. По отношению к поверхности он делит

все месторождения (как и интрузивы) на субвулканические — глубиной от 0 до 2 км, plutонические — от 2 до 5 км и абиссальные — от 5 до 15 км; в то же время, ссылаясь на В. Эммонса, он считает, что обычно ниже 6—9 км месторождения не встречаются («мертвая линия» Эммонса).

Рассматривая предлагаемые Е. Садецким-Кардошшом методы установления глубин, нетрудно видеть противоречивость занимаемых им позиций. С одной стороны, предлагается геологический

Поверхность Земли при рудообразовании

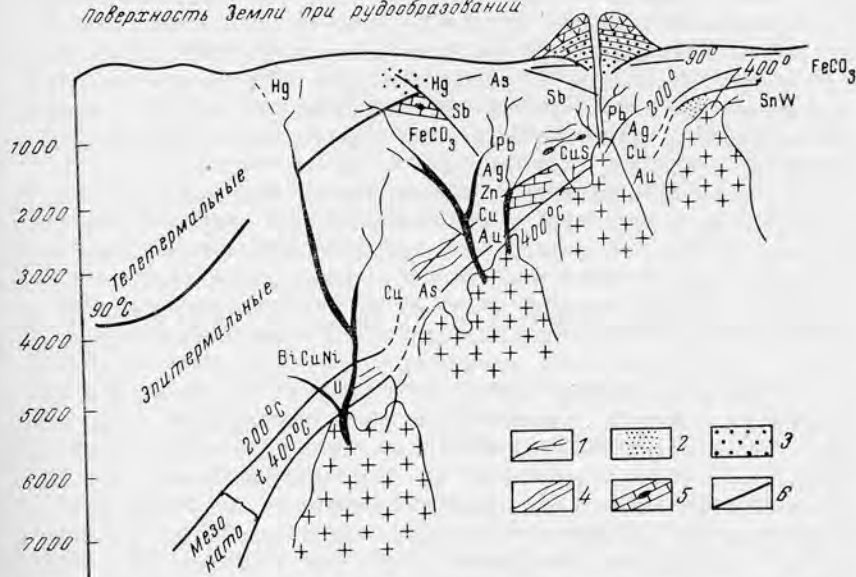


Рис. 2. Схематический разрез, показывающий глубину формирования гидротермальных месторождений от поверхности Земли, существовавшей при рудообразовании (по Е. Садецкому-Кардошшу)

1 — рудные жилы; 2 — рудоносные штокверки; 3 — раздробленные минерализованные зоны (вкрапленные руды); 4 — пластовые рудные тела; 5 — трубчатые и другие метасоматические тела; 6 — геозотермы периода рудообразования, происходившего после кристаллизации главной интрузивной фазы

метод, который только и может дать надежные данные о глубине формирования руд и интрузивных массивов в числовом выражении. С другой стороны, пропагандируется связь с конкретными интрузивами и определение места рудообразования относительно их кровли, т. е. внедряются идеи В. Эммонса (рис. 2).

Как было показано раньше, истинную глубину формирования руд последний метод не определяет, поскольку батолиты гранитоидов и другие материнские интрузивы сами требуют определения глубин, на которых они кристаллизовались, тем же геологическим методом.

Таким образом, эта операция не только является лишней, но и увеличивает сомнительность данных о глубинах образования

руд, полученных таким путем. Предлагаемая же формула расчета определяет один из частных случаев, когда месторождение располагается выше массива; в тех же случаях, когда месторождение находится в самом массиве, необходимо прибавлять, а не отнимать d . В общем виде эта формула должна иметь вид $M = i \pm d$.

Предлагаемые примерные глубины кристаллизации материнских интрузивов (п. 2) имеют слишком большой «шаг» измерений (от 2—3 до 5—10 км), в который укладывается либо половина, либо вся глубина самых разнообразных и гидротермальных месторождений в целом, не говоря уже об отдельных их типах, и, следовательно, не пригодны для указанной цели. Кроме того, Е. Садецкий-Кардошш перечисляет ряд неизвестных величин, определяющих кристалличность интрузивов, которые наряду с отмеченными нами недостатками фактически лишают возможности использовать этот метод.

Интенсивность изменения вмещающих пород (п. 3) также пока не может дать примерных числовых величин глубинности. Как показывает опыт изучения зон контактового метаморфизма, их мощность определяется прежде всего количеством летучих соединений и в первую очередь паров воды, являющихся, с одной стороны, быстрым переносчиком тепла (при известной относительно низкой теплопроводности вмещающих пород) и, с другой — катализатором и участником многих метаморфических реакций в своеобразном гидротермальном синтезе новых минералов, происходящих в достаточно насыщенной парами обстановке при значительно более низких температурах, чем температура плавления этих минералов и температура магмы. При этом даже у относительно неглубоких по условиям кристаллизации массивов гранит-порфиров и кварцевых порфиров возникают мощные (500—800 м) ореолы контактово-метаморфизованных пород, в то время как у крупных батолитовых интрузивов нередко эти ореолы составляют единицы и первые десятки метров мощности. Что же касается интенсивности околорудных изменений вмещающих пород, то она зависит как от интенсивности потока гидротерм и его температуры и состава, как и от состава и физико-механических свойств вмещающих пород и тектонической нарушенности участка и соответственно большей его проницаемости, а также интенсивности химического воздействия этих растворов и прочих факторов. Вместе с тем наблюдаемая вертикальная зональность околорудных изменений, генетически связанная с определенными типами руд, является важным элементом косвенных методов определения глубин формирования этих типов руд, однако этот момент не фигурирует в предложениях Е. Садецкого-Кардошша.

Относительно пегматитов как показателей глубинности (п. 4) необходимо заметить следующее: если образование пегматитов целиком определяется глубиной застывания интрузивов, вблизи апикальных частей которых они обычно развиваются, то гидротермальные месторождения часто располагаются независимо от

последних. С. Смирнов (1945) обращал внимание на крайнюю скудость пегматитов в рудных районах, связанных с интрузивами, с которыми ассоциируются обильные рудные проявления. Обычное объяснение такого явления еще недостаточной глубиной эрозийного среза он считал малосостоятельным, думая, что «вполне возможно, что «пегматитовая линия» развития того или иного интрузива уже исключает обширное формирование и выделение рудоносных флюидов».

Минералы-термометры (п. 5) не могут быть показателем глубины формирования, так как они отражают только температуру гидротермальных растворов. Часто наблюдаемое совместное нахождение и пересечение высокотемпературных руд низкотемпературными лишает этот критерий указанного значения.

Что касается п. 6, то известно, что трещинные жильные образования нельзя противопоставлять метасоматическим залежам, так как они часто встречаются рядом, а также потому, что сами жилы, в том числе и инкрустационные, могут быть метасоматическими образованиями (Лукин, Кушнарев, 1955). Нет никаких убедительных данных, что с глубиной уменьшается метасоматоз.

К выдержанности структур, как показателей большей глубины, надо подходить с учетом всей геологической обстановки рудообразования.

В целом вопрос о структурной зональности разработан еще слабо. Нам известны примеры увеличения с глубиной количества штокерковых жил иногда в ущерб количеству крупных жил, хотя развитие штокерков всегда считалось показателем верхних, близповерхностных структур в общей колонне структурной зональности. Эта зональность строилась скорее на некоторых правдоподобных теоретических предположениях, чем на фактическом материале, поскольку еще и теперь имеется слишком мало примеров больших глубин разведки и эксплуатации месторождений.

Мы не станем рассматривать с физико-химических позиций обоснованность выделения рядов ионизации элементов и их соединений, предложенных Е. Садецким-Кардошом в качестве показателей глубинности (п. 8). Отметим лишь, что им полностью противоречит поведение самородных элементов и, как показывают наши данные (см. следующие разделы), многие сульфиды, входящие в состав различных типов руд, имеют весьма различные диапазоны глубин образования. Существенно отличается поведение молибдена, вольфрама и олова против того, что должно быть по этой гипотезе, а также месторождений пятиэлементной формации (никеля — кобальта — серебра — висмута и урана), для которых он указывает глубины образования в 3—4 км.

Наши расчеты (Кушнарев, Лукин и др., 1958; Кушнарев, 1961), сделанные геологическим методом по ряду низкотемпературных урановых месторождений, в том числе и пятиэлементной формации, позволяют говорить лишь об интервале их распространения от 0,5—0,7 до 2—2,2 км.

Таким образом, кроме геологического метода (п. 1), все остальные косвенные способы (п. 3, 4, 8) либо сомнительны и требуют проверки и подтверждения тем же геологическим методом, либо вообще неприменимы для указанной цели (п. 5, 6). Экспериментальные данные (п. 7) слишком малочисленны и касаются частных определений, а не исследований всех (или большей части) возможных вариантов, и поэтому еще не могут претендовать на метод решения рассматриваемой задачи, но в будущем их значение несомненно возрастет и, вероятно, это направление сможет оформиться в самостоятельный метод. Вместе с тем имеющиеся экспериментальные данные несомненно необходимо принимать в расчет.

Мы столь подробно остановились на рассмотрении методов Е. Садецкого-Кардошша, лишь потому, что в них предложено много новых идей и подходов к решению рассматриваемой проблемы. Хотя они не лишены декларативных положений, но в то же время именно широта подхода, многообразие идей форсируют поиски новых путей в разрешении проблемы глубины эндогенного рудообразования.

Т. Лавринг (1953) определяет глубины формирования сложного сульфидного месторождения Гилмен (Центральное Колорадо) на основе:

а) стратиграфического разреза пород над месторождением ко времени рудообразования;

б) температуры образования рудных ассоциаций, определенной по результатам изучения газово-жидких включений и данных термолюминесценции минералов;

в) среднего геотермического градиента земной коры и температуры образования руд;

г) степени раздробленности доломитов, в которых залегают руды этого месторождения.

Главным моментом, на котором базировались расчеты глубины рудообразования, являлись исследования минеральных ассоциаций с целью установления температур их образования.

В месторождении Гилмен выявлены следующие минералы в порядке их образования: сидерит, пирит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, галенит, теллуриды золота и серебра. За исключением теллуридов золота и серебра, по Т. Лаврингу, все остальные минералы образовались при температурах не ниже 300°C . Ввиду того что в гидротермально измененных боковых породах нет таких минералов, как волластонит, тремолит, диопсид, температура которых, судя по экспериментальным данным, составляла около 600°C , Т. Лавринг пришел к заключению, что температура образования месторождения была ниже 600° , но выше 300°C для большей части рудных минералов.

Анализируя данные по температурам распада твердых растворов, полученных при экспериментальных исследованиях, он определил температуры образования следующих пар минералов:

ранний сфалерит-халькопирит	350° С;
тетраэдрит-борнит	275° С;
халькопирит—пирротин	250° С;
гессит	150° С.

Имея в виду систему Fe—S—Zn, в которой, по данным Г. Кул-леруда (1960), существует прямая пропорциональная зависимость между растворимостью пирротина в сфалерите и температурами кристаллизации этого твердого раствора в пределах 140—894° С, Т. Лавринг установил, что температура образования сфалерита этого месторождения находится в пределах 380—405° С.

Температуру образования пирита Т. Лавринг определял по данным измерения термоэлектрического потенциала. Для низкотемпературной генерации она оказалась равной примерно 100°, а для двух высокотемпературных генераций — соответственно 300 и 400° С.

Изучение газово-жидких включений в гидротермально измененных вторичных доломитах показало, что они образовались в интервале 200—300° С. Термолюминесцентное изучение этих же доломитизированных пород дало близкие цифры (220—330° С).

Принимая минимальную температуру образования минералов месторождения в 150° С и средний для земной коры геотермический градиент, равный 35 град/км, или 1° на 30 м, с учетом температуры почвы 20° С, Т. Лавринг вычислил, что глубина формирования месторождения должна быть не более 4200 м.

Температуры гомогенизации газово-жидких включений были определены при атмосферном давлении, т. е. без поправок на давление, а последнюю можно вычислить, зная разницу между этой и истинной температурой образования минерала. Для этой цели был исследован образец доломита, в котором температура гомогенизации газово-жидких включений равнялась 220° С, а слабо выраженный пик излучения на кривой термолюминесценции

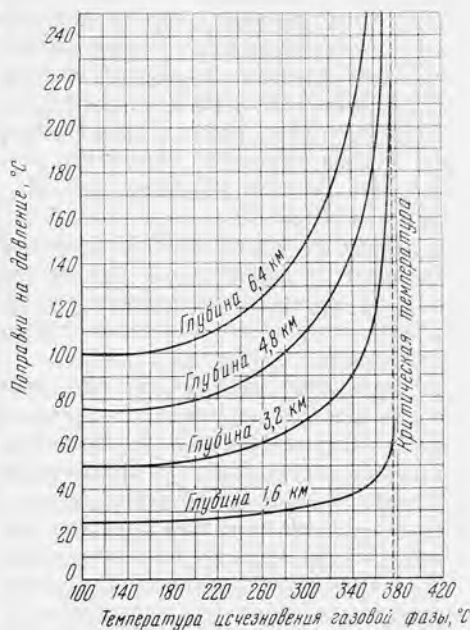


Рис. 3. Кривые поправок, которые должны быть прибавлены к температуре исчезновения газовой фазы жидкого включения, в зависимости от давления в момент образования включения (по Кеннеди, 1950)

показал 235°C . Эту разницу температур ($15-20^{\circ}$) Т. Лавринг принял за поправку на давление и по кривой PT (рис. 3) определял глубину, равную 1200 м. Сравнивая этот расчет с теми глубинами, которые были им получены при выяснении стратиграфической колонки пород над месторождением, составлявшей 2500 м, он пришел к выводу, что полученные выше данные занижены и необходимая поправка на температуру при этой глубине (2,5 км) должна равняться 40°C и соответственно истинная температура должна быть около 260°C , что, как он заявляет, не противоречит средним данным гомогенизации газовой-жидких включений.

Оценивая степень раздробленности доломитов, Т. Лавринг считал, что среднее их сопротивление дроблению равно 4000 кг/см^2 . Исходя из этого, он пришел к заключению, что такое литостатическое давление будет существовать на глубинах в 1400 м.

Таким образом, общий его вывод свелся к тому, что месторождение Гилмен образовалось на глубинах не менее 1400 и не более 4200 м.

Предложенные Т. Лаврингом (1953) методы определения глубин требуют критического рассмотрения. Мы не станем останавливаться на геологическом методе — выяснении геологической колонки пород ко времени минерализации, поскольку об этом говорилось раньше.

Рассчитывая глубины формирования месторождения Гилмен на основе геотермического градиента, Т. Лавринг считал, что: средний геотермический градиент земной коры не меняется во времени и равен среднему современному геотермическому градиенту Земли; температура гидротерм на данных глубинах равна температуре окружающих пород; диапазон температур образования минералов узок, а скорость перехода одной модификации в другую велика.

Первое допущение необоснованно, потому что даже в современных геосинклиналиях геотермический градиент колеблется в широких пределах ($20-150\text{ град/км}$), а на платформах опускается до $2-4\text{ град/км}$.

Равенство температуры гидротерм последней (низкотемпературной) стадии минерализации температуре окружающих пород может быть редким, частным случаем; температура гидротерм могла быть существенно выше температуры вмещающих пород.

Допущение об узком температурном интервале образования минералов и значительной скорости их перехода в другие модификации не подтверждается известными экспериментальными данными и геологическими наблюдениями. Фактически, скорости перехода минералов в устойчивые температурные модификации небольшие, а диапазон температурного перехода достаточно широк. Поэтому температура гидротерм, определенная на допущении Т. Лавринга, будет весьма неточной.

Отмеченные обстоятельства показывают, что определение глубины формирования месторождения, сделанное на такой базе, не будет достоверным.

Расчеты, основанные на разности между температурой гомогенизации газовой-жидких включений и данными термолюминесценции этих же минералов, несостоятельны потому, что вариации этих температур (около 100°C) в несколько раз больше, чем разность ($15-20^{\circ}$), по которой ведутся сами расчеты. Более того, теоретические исследования возможностей термолюминесцентного метода (Зейферт, 1930; Ингерсон, 1958; Овчинников, 1963, и др.) показали его ненадежность, обусловленную влиянием многочисленных факторов.

Л. Овчинников и В. Максенов (1963) показали, что на интенсивность термолюминесценции и характер кривых оказывают влияние размер частиц, давление, температура нагрева, радиоактивное облучение, примеси в исследуемых породах и минералах, геологическое время, искажения в кристаллической решетке минералов и другие причины.

Наши попытки составления термолюминесцентных кривых разнообразных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород в пределах разреза, где последовательность слоев отчетливо видна (с дальнейшей целью корреляции разрезов), дали величайший разбой данных; особенно неустойчивые кривые были для карбонатных пород.

Метод установления глубин образования руд, основанный на определении прочностных свойств доломитов, совершенно непригоден для этих целей. Во-первых, брекчирование доломитов — процесс тектонический, связанный со смещением по трещинам и разломам, а не в результате литостатического давления вышележащих отложений, как это принимает при расчетах Т. Лавринг. Если бы это было так, то на этих и больших глубинах мы имели бы сплошные горизонты брекчий вместо нормальных нераздробленных толщ, наблюдаемых в разрезе. Во-вторых, прочностные свойства пород не являются постоянными и в первую очередь зависят от глубины. Так, Р. Аффен и А. Жессоп (Uffen, Iessop, 1963) выяснили, что прочность пород к глубинам $20-30\text{ км}$ возрастает в 5 раз, а затем сокращается до нуля в зоне размягчения пород на глубинах $60-100\text{ км}$.

Таким образом, из всех примененных Т. Лаврингом способов определения глубин заслуживает доверия лишь геологический метод, хотя несомненную ценность представляют поиски новых путей решения этой задачи.

В связи с этим следует упомянуть рекомендованный Д. Горжевским и В. Козеренко (1965), как весьма перспективный, метод определения глубин формирования месторождений по степени раздробленности пород, устанавливаемой в поле по замерам мощностей жил и более сложных образований, характеризующих так называемую пустотность, или скважность, пород, полученную в результате деформаций.

Мы не разделяем их оптимизм и сами рекомендации по следующим причинам: 1) прочностные свойства сами зависят от глубин,

о чем было сказано выше; 2) дробление пород с образованием пустот обязано не литостатическому давлению, по которому можно было бы определить глубину, а тектоническим силам, преодолевшим как прочность самих пород, так и вес, и инерцию вышележащих толщ при смещениях блоков по разломам; 3) если бы даже была установлена четкая зависимость между степенью скважности (пустотности) при дроблении пород и глубинами, на которых наблюдаются те или иные ее типы, то и в этом случае было бы трудно или просто невозможно учесть, какая часть мощности жиллок или иных форм, заполненных минералами, относится к выполнению пустот, а какая является следствием метасоматического замещения боковых пород; 4) установлено, что в одних и тех же породах и на тех же уровнях (как и разных уровнях) в одних участках разломов наблюдаются типичные брекчии самых различных размеров, в то время как в других эти же породы превращены в милониты. Тем более часты такие явления в разных по составу породах, которые подтверждают связь указанных образований с составом толщ пород, морфологией разломов и характером перемещений по ним в разное время, но не с глубинами, на которых происходит деформация. Какую часть вклада в этот процесс следует относить за счет глубины, как его отсепарировать и использовать в указанных целях, совершенно неясно. Из сказанного следует, что использовать этот подход пока не представляется возможным, как не видны и перспективы его разработки.

Геоморфологический метод решения вопросов о глубинах образования месторождений предложил Н. Синицын (1959) для ртутно-сурьмяной минерализации Южно-Ферганского пояса Западного Тянь-Шаня. Исходя из пермского возраста этой минерализации и наличия в ряде тектонических блоков хорошо сохранившейся поверхности пермского пенеплена, он с учетом данных их эксплуатации и разведки наметил глубины образования руд. Проведенные им расчеты показали, что главные месторождения сурьмяно-ртутного пояса сформировались в интервале глубин 1000—2000 м. Мелкие рудопоявления образовались на значительно меньших глубинах от пермской денудационной поверхности, современной рудообразованию.

Эти данные подтверждают прежнюю примерную оценку глубин формирования тех же месторождений, сделанную В. Смирновым, В. Невским (1955) и другими исследователями.

Весьма интересный и разносторонний подход к определению глубин формирования магномангнетитовых месторождений Ангара-Илимского района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы предложили Н. Павлов и И. Чупрынина (1955), Н. Павлов (1961).

Отмеченные железорудные месторождения приурочены к поясу крупных глубинных разломов, окаймляющих Тунгусскую синеклизу с запада. Они возникли в период активизации Сибирской платформы, служили каналами излияний основной магмы при

образовании пермо-триасовых вулканогенных пород, а также местом внедрения многочисленных триасовых интрузивов основных и ультраосновных пород. Почти горизонтальное залегание платформенного чехла позволило Н. Павлову и И. Чупрыниной (1955) использовать данные о размещении месторождений в стратиграфической колонке и получить истинную глубину формирования месторождений, возраст которых определен как триасовый. Кроме того, ими использованы данные горных и геологоразведочных работ, позволяющие судить о протяженности руд на глубину.

Выяснив положение прежней поверхности Земли во время рудообразования и глубины эрозии ряда месторождений, т. е. решив эту проблему геологическим методом, они определили, что самая верхняя граница развития руд находилась на глубинах 300—400 м от триасовой поверхности Земли, нижняя достигала 2000 м и лимитировалась положением пачки соленосных отложений, с которыми, по Н. Павлову (1961), реагировали горячие внедрившиеся массы основных пород и из последних в виде хлоридов железа происходил вынос железа в верхние горизонты карбонатных пород, где этот летучий комплекс распадался, образуя магномagnetиты.

Превосходно используя геологический метод решения вопроса о глубинах формирования месторождений, Н. Павлов и И. Чупрынина проанализировали состав магномagnetитов, отобранных с разных глубин и разных месторождений этого типа. Расположив полученные результаты в зависимости от истинных глубин проанализированных проб, они выяснили поразительно закономерную картину изменения изоморфизма магномagnetитов. В триасовых покровных базальтах (в их аксессуарах) наблюдался магнезиоферрит; в среднетемпературных рудах, сформированных на глубине 0,4 км от триасовой поверхности, образуются магномagnetиты, в которых на долю магнезимальной молекулы приходится 80%; на глубинах в 1 км ее содержание в среднем 30—35%, а на глубинах 1,6—1,8 км — менее 5%.

Отмеченное закономерное уменьшение магния в магнетитах месторождений данного района и типа может служить новым дополнительным критерием глубинности их образования. Особенно это важно в тех случаях, когда имеются большие трудности в выяснении положения триасовой поверхности рудообразования. Кроме того, при наличии необходимой аппаратуры этот косвенный метод окажется более быстрым, чем прямой геологический. Дальнейшие исследования магномagnetитов показали, что изменение их состава ведет к закономерному изменению их отражательной способности, микротвердости и других свойств.

Здесь мы имеем пример счастливого сочетания прямого — геологического метода и косвенных методов — изменения состава и физических свойств изоморфного ряда магномagnetитов, для которых геологический метод был эталоном и шкалой для изменений.

При изучении рудных месторождений и геологического строения Кураминской зоны у нас возникла идея определить глубины формирования всех известных месторождений и рудопроявлений, связанных с пятым варисцидским тектоно-магматическим циклом ее развития.

Для этой цели частные определения каждого объекта были непригодны, а методы восстановления колонны размытых пород над месторождением, применяемые разными исследователями, были неясны. Для реализации этой цели нами была построена карта послерудной эрозии и разработана методика ее составления.

Для подобных построений необходимо иметь: 1) геологическую карту масштаба 1 : 50 000 или в крайнем случае 1 : 100 000; 2) геологический возраст месторождений, для которого выясняется поверхность Земли во время рудообразования; 3) изменения мощностей свит в пространстве; 4) характер складчатости в каждом участке; 5) направление и амплитуды перемещений блоков пород по ограничивающим их разломам в каждый этап геологического развития изучаемого района; 6) морфологию рельефа времени рудообразования (на основе анализа фаций и мощностей послерудных свит); 7) последствия послерудных тектонических преобразований поверхности, существовавшей во время рудообразования, эрозии поднятых блоков или накопление новых толщ к настоящему времени.

На основании этих данных по каждому тектоническому блоку нами было составлено большое количество разрезов и выяснено положение поверхности во время рудообразования (нулевая поверхность). При этом за нулевую поверхность, от которой отсчитывались глубины эрозии, бралась поверхность Земли, современная рудообразованию. Она была показана на геологических разрезах, учитывающих складчатые и блоковые перемещения, проявившиеся к настоящему времени. Таким образом, глубина эрозии того или иного пункта определялась разностью отметок между поверхностью времени рудообразования (нулевой поверхностью) и современной поверхностью Земли. Ниже поверхности рудообразования, с интервалом в 500 м, проводились линии равных глубин эрозии. Эти же горизонталы глубин эрозии позволяли определить эродированность и глубину образования молодых интрузивов, близкоодновременных рудообразованию. Таким образом, получилась карта, на которой нанесены в виде горизонталей глубины эрозии, молодые интрузивы, с которыми парагенетически связывают образование месторождений, типы месторождений с указанием их значимости и разломы варисцидские (дорудные) и альпийские (послерудные). Карта эрозионных срезов оказалась внешне похожей на геологическую карту с согласно залегающими пластами равной мощности (500 м), рассеченными разломами на отдельные блоки.

Основы этой методики кратко излагаются в ряде наших работ (Кушнарев, 1961, 1964).

Произведя статистический подсчет месторождений и рудопроявлений, приходящихся на каждый такой интервал эрозии (т. е. 500 м), и изобразив все это в виде серии графиков распределения каждого из типов (стадий) минерализации, была выяснена закономерность размещения эндогенных месторождений Кураминской зоны Юго-Западного Тянь-Шаня в вертикальном направлении. С учетом данных эксплуатационных и разведочных работ было установлено, что все месторождения располагаются в интервалах глубин от 0,5 до 4,5 км от поверхности, существовавшей во время минерализации. В пределе от 0 до 500 м отсутствует всякая рудная минерализация. Интервалы развития высоко-, средне- и низкотемпературных месторождений и рудопроявлений значительно перекрывают друг друга и показывают тем самым, что они не образуют переходов одних типов в другие, как это мыслится по В. Эммонсу, а представляют собой продукты разных независимых стадий минерализации, образованных не сразу из одного, а последовательно из прерывистого потока гидротерм разного состава, и подтверждают взгляды С. Смирнова (1937, 1946, 1947) и других исследователей о пульсационном поступлении рудоносных растворов из глубин.

При этом были установлены группы месторождений, характерные для разных уровней глубины.

Мы не станем перечислять выводы и вытекающие из них следствия практического и теоретического характера, поскольку этой теме будут посвящены специальные разделы настоящей книги. Отметим лишь, что составленная карта эрозионных срезов Кураминской зоны позволила составить объективную картину размещения месторождений и рудопроявлений в пространстве и особенно на глубину и выработать важные поисково-оценочные критерии.

Примеры применения методов определения глубин образования эндогенных рудных месторождений и их результаты. Первая попытка по определению глубины образования жильных кварцево-полиметаллических и скарновых свинцово-цинковых месторождений Кармазара была сделана З. Королевой (1941). В результате единичных расчетов (без разъяснений, как они произведены) ею было выяснено, что эти месторождения формировались в пределах 300—700 и 2800—3000 м, т. е., по ее мнению, они размещены «по всему стратиграфическому разрезу, начиная с его верхов до глубин 3000 м». На основании этого она пришла к преждевременному выводу о том, что какие-либо закономерности их размещения на глубину отсутствуют и в связи с этим сделала заключение о несущественной роли давлений при образовании месторождений.

Ф. Вольфсон (1951), определив глубины образования нескольких свинцово-цинковых месторождений Кармазара, связанных со скарнами, пришел к выводу, что подобные месторождения образуются на глубине не более 2000 м.

Имея в виду те же скарновые месторождения Средней Азии и отчасти других районов, Д. Коржинский (1951 г.) высказал мнение, что они могли образовываться только на глубинах ниже 1—1,5 км. Забегая вперед, следует отметить, что эти данные совпадают с нашими определениями глубин формирования верхних частей скарновых месторождений (Кушнарев, 1961, 1964).

А. Аслаян (1955), приводя данные о примерных глубинах формирования интрузивных комплексов Армении, затрагивает и вопрос о глубинах формирования некоторых колчеданных и полиметаллических месторождений, считая и те, и другие гидротермальными образованиями, возникшими в эоценовое время. Не объясняя детально метода расчетов, он лишь отмечает, что глубины образования месторождений определялись на основе использования стратиграфических и геоморфологических данных. Указанные месторождения, по его мнению, образовались на глубинах от нескольких десятков до 2000 м и несколько более. В другой работе (1958) он несколько уточняет эти данные и приводит цифры глубин образования медно-молибденовых месторождений Малого Кавказа от 1000 до 2500—3000 м. В целом месторождения Армении образовались в пределах глубин от 0 до 4000 м.

Попытку оценить глубины формирования и эрозии тех же месторождений Армении делает и Б. Вартапетян (1958). Возраст полиметаллических, колчеданных и медно-молибденовых месторождений он также считает эоценовым на основании их соотношений с третичными эффузивами и интрузивами, в которых они залегают. В вопросах глубинности он целиком придерживается концепции В. Эммонса, пытаясь показать зависимость между эрозионными срезами интрузивов и соответствующими формациями руд. В пределах Армении им выделяются четыре эрозионных среза третичных гранодиоритовых массивов, с которыми он непосредственно связывает расположенные здесь же месторождения. В верхнем, неглубоком срезе, в котором наблюдаются мелкие выходы гранодиоритов и в основном эоценовые, реже олигоценовые, вулканогенные отложения, лежащие моноклинально (районы Привольный, Марцский, Микояновский), наблюдается свинцово-цинковое и реже медное оруденение. Средний срез характеризуется более широкими выходами интрузивов. Эффузивно-осадочные отложения смяты в складки, ядра которых сложены юрскими меловыми и эоценовыми отложениями. По Б. Вартапетяну, для них типично медное и серноколчеданное оруденение при подчиненном значении полиметаллического (районы Шамшадинский, Алавердинский и Кафанский). Нижний — более глубокий срез, видимо, проходит по наиболее низкой и широкой части интрузивных массивов, занимающих на современной поверхности огромные площади, где уже обнажаются и более древние нижнепалеозойские, возможно, докембрийские метаморфические сланцы, перекрытые меловыми отложениями. Здесь широко распространено медно-молибденовое оруденение при подчиненном значении свинцово-цинкового. Самый

глубокий срез характеризуется несколько меньшими площадями, занятыми гранитными массивами, и главное место здесь занимают докембрийские сланцы, трансгрессивно перекрытые меловыми отложениями. Для этого среза характерно развитие молибденового оруденения при подчиненном значении медного (Мисханский район). Б. Вартапетян отмечает, что есть и промежуточный срез, в котором при повсеместном распространении медного и серно-колчеданного оруденения имеются значительные участки полиметаллического и медно-молибденового оруденения (Алаверди-Шамшадинский район), однако, по его мнению, ни то, ни другое не может представлять здесь промышленного интереса, поскольку попадают в несвойственную им зону. Заметим, кстати, что здесь совмещена минерализация трех зон и «промежуточным срезом», а также «непромышленным значением» этого объяснить нельзя. По его мнению, «явно же промышленное значение имеют четыре эрозионных среза интрузива с промышленной концентрацией в верхнем срезе свинца и цинка, в среднем меди, в нижнем — меди и молибдена и в глубоком — молибдена».

Из всего сказанного нельзя извлечь никаких данных о диапазонах развития перечисленных выше типов руд, что лишает ее какого-либо практического и научного значения. Отмеченная выше противоречивость и искусственность построений достаточно хорошо видна при анализе опубликованного материала и высказываний самого автора статьи. Исходные позиции В. Эммонса и их критика излагались нами раньше. Заметим только, что Б. Вартапетян делает несправедливый упрек С. Смирнову в том, что его критика В. Эммонса, якобы, задержала дальнейшую разработку проблемы глубин образования месторождений. В то же время он не привел никаких доводов в защиту позиций В. Эммонса и не указал каких-либо несправедливых критических замечаний С. Смирнова.

Глубины формирования сурьмяно-ртутных месторождений Южного Тянь-Шаня ориентировочно оценивались В. Смирновым, В. Невским (1955) и другими исследователями в 2—2,5 км.

Нами совместно с другими геологами на основе выяснения поверхности Земли, современной рудообразованию, был определен диапазон глубин формирования ряда отечественных и зарубежных низкотемпературных урановых месторождений. Этот диапазон, названный нами «критическим горизонтом» образования руд, располагался в пределах от 500—700 до 2000 м (Кушнарев, Лукин, Солюшкин и др., 1958). Несколько раньше А. Бегехтин оценивал глубину распространения подобных руд в пределах одного километра, начиная почти с самой поверхности Земли, современной минерализации. Результаты эксплуатационных и разведочных работ подтверждают первые из приведенных цифр.

Г. Грушкин (1964) задался целью выяснить глубины формирования флюоритовых месторождений и рудопроявлений Кураминской зоны, частью которой является упомянутый ранее Карамазар.

В их число он включил как собственно флюоритовые месторождения, так и те, в которых флюорит присутствует в тех или иных количествах (например, в высокотемпературных кварц-молибденитовых и кварц-вольфрамитовых и иных жилах). Для иллюстрации метода он составил сводный разрез той колонны пород, которая была размыта и часть которой сохранилась в настоящее время над месторождением. Он пришел к выводу, что все они формировались в интервале от 600 до 3000 м от верхнепермской-нижнетриасовой поверхности, современной рудообразованию.

Основной недостаток этой работы состоит в том, что в одну группу им были включены как собственно флюоритовые, так и не относящиеся к ним месторождения, содержащие флюорит в очень небольших количествах, т. е. месторождения совершенно различных рудных формаций (или стадий минерализации).

Приняв нашу методику определения глубин формирования месторождений, Б. Флеров и Л. Леонов (1967) установили глубину формирования Депутатского месторождения (Якутия). Возраст минерализации считается верхнемеловым. Нижняя граница распространения руд оказалась примерно одинаковой. Кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, выходящие на современную поверхность, располагаются в 1300—1600 м от верхнемеловой поверхности, а свинцово-цинковые, окаймляющие полукольцом эти жилы, имеют глубины 1800—1900 м от той же поверхности. Вертикальный размах распространения касситеритовых жил 500—700 м, свинцово-цинковых 450—500 м. По расчетам авторов, граниты, близкие рудам по времени образования, формировались на глубинах 1750—2100 м.

Интересные данные о зональном размещении эндогенной минерализации в связи с разной глубиной эрозии Якутии приводит Ю. Трушков (1966). По его данным, пострудный эрозионный срез изменяется от 0,5 до 3 км. Вследствие этого можно наблюдать определенную зональность. В верхних, менее эродированных срезах (в апикальных частях вскрытых батолитов) преобладает полиметаллическое оруденение с сульфидно-касситеритовым; в более глубокоэродированных зонах преобладает золотое оруденение.

А. Ферсман (1940) считал, что благоприятным интервалом для формирования пегматитовых месторождений являются глубины от 3 до 8 км. Дальнейшие исследования этого вопроса А. Беусом (1948) Д. Горжевским и В. Козеренко (1956), А. Гинзбургом (1961) и другими не противоречат этому общему положению, но вносят ряд новых данных о размещении различных их типов. Установлено, что типичные редкометалльные пегматиты проявляются, как правило, в связи с интрузиями средних глубин и не встречаются с интрузиями малой глубинности образования; нет их и в полях глубоко эродированных и в глубинных массивах гранитоидов (Горжевский, Козеренко, 1956). По А. Гинзбургу (1961), крупные пегматитовые поля редкометалльных пегматитов

формировались в интервале глубин 4—6 км, возможно 7 км (чаще 4—5 км). Отдельные пегматитовые тела прослеживаются непрерывно более 1 км (Беус, 1948) и, вероятно, достигают глубины 1,5—2 км. Более глубинными, видимо, являются слюдоносные пегматиты, в то время как шлировые пегматиты с миароловыми пустотами относятся к наиболее близповерхностным образованиям и, как полагает А. Гинзбург, формировались на глубинах 2,5—3 км.

Приведенные выше примеры расчетов глубин образования месторождений основывались на прямых определениях геологическим методом. Вместе с тем имеется большое количество примеров, когда они опирались на косвенные методы, часть которых уже отмечена была раньше. Из них наибольшим распространением пользуется минералогическая зональность.

Весьма интересный пример такого рода зональности руд с глубиной приведен в работе Д. Горжевского (1962). Придя к выводу, что полиметаллические месторождения Рудного Алтая имеют верхнепалеозойский возраст и приурочены к различным стратиграфическим горизонтам эффузивно-осадочной толщи среднего палеозоя, Д. Горжевский построил изопакхиты девонских и нижнекарбоновых отложений и на их основе разделил все месторождения по глубинам образования на следующие группы: I группа — от 0,5 до 1,5 км; II группа — от 2 до 4 км и III группа — от 4 до 6 км.

Для I группы месторождений (Змеиногорское, Заводинское, Николаевское и др.) характерно широкое развитие галенита, сфалерита, теллуридов серебра, электрума, марказита, барита и пирита; встречается здесь и гипогенный гипс. Главное же место среди рудных гипогенных минералов занимает галенит при подчиненном значении сфалерита. Это типичные полиметаллические руды с метакolloидной и кристаллической структурой.

Для III, наиболее глубинной, группы месторождений (Белосовское, Березовское, Новоберезовское, Иртышское и др.) характерны следующие изменения состава руд: уменьшение содержания галенита, редкость электрума, наличие теллуридов золота и серебра, марказита и мельниковита; очень редок барит; отсутствует гипогенный гипс и вюрцит. Нехарактерен также эмульсионный распад твердых растворов сфалерита и халькопирита. Наряду с пиритом заметное развитие получает пирротин. Структура руд кристаллическая и их следует считать колчеданно-полиметаллическими.

II группа месторождений занимает промежуточное положение.

Из всего сказанного больше настораживает методика определения глубин по изопакхитам. Насколько нам известно, на Рудном Алтае не везде сохранился от размыва разрез палеозойских отложений до перми включительно, причем верхнепалеозойские отложения не залегают согласно на породах девона и нижнего карбона, а эти последние не завершают разреза отложений в районах

развития рудной минерализации и не лежат горизонтально, чтобы можно было, пользуясь изопакитами, определять глубины формирования руд. По существу, здесь мы имеем дело с тем же «стратиграфическим» методом определения глубин, в котором не учитывается ни складчатость, ни блоковые перемещения в процессе накопления толщ, ни несогласия, приводящие к срезанию подстилающих толщ в неодинаковой степени в различных тектонических блоках и т. д., о чем мы уже говорили, рассматривая методы определения глубин, предложенные различными исследователями.

Вместе с тем приведенные данные представляют определенный интерес, поскольку они несомненно отражают влияние глубин (и свойственных им давлений) на минералообразование.

Эти данные перекликаются с данными других исследователей по аналогичным месторождениям. Так, для многих свинцово-цинковых месторождений с глубиной отмечается вытеснение свинца цинком.

Весьма интересные сводные данные приводят О. Левицкий и В. Смирнов (1959), отмечая, что во многих рудных провинциях «баритовые зоны развиты в верхних частях полиметаллических месторождений (Карамазар, Рудный Алтай, Салаир, Кавказ и др.). В них же, в верхних частях месторождений, преобладает свинец над цинком, в нижних — соотношение этих металлов меняется на обратное. В медно-молибденовых месторождениях в ряде случаев верхние горизонты обогащены свинцово-цинковой минерализацией, а нижние — молибденовой».

Примеры зональности на вольфрам-молибденовых месторождениях отмечались в работах Ф. Чухрова (1960), Н. Хрущева (1953, 1963) и других ученых.

Янович, Джюшк и другие (1964) приводят интересные данные о вертикальной зональности некоторых месторождений Румынии. Так, на месторождении Байя-Сприе в интервале около 600 м в жиле наблюдаются три зоны: верхняя — золото-серебряная, средняя — свинцово-цинковая и нижняя — существенно медная. На месторождении Капник, расположенном в той же провинции, аналогичные по составу зоны наблюдаются в интервале 100 м.

Отчетливая минералогическая зональность отмечается на свинцово-цинковых месторождениях типа Миссисипи Р. Рейнольдсом (1964), который без колебаний относит их к гидротермальным месторождениям. Минеральный состав и последовательность образования минералов показаны на рис. 4. Центральную часть залежей занимают цинковые руды с другими сульфидами, окаймляющиеся пирит-марказитовыми, а окраинные серповидные залежи сложены преимущественно свинцовыми рудами, располагающимися на простирании трещинной зоны в доломитах. У самых окраин в зальбандах руд спорадически образуется вторичный карбонат. Эта закономерность повторяется как в плане, так и в разрезе (рис. 5).

Р. Рейнольдс дает простое и достаточно логичное объяснение этой зональности как результата проявления последовательной кристаллизации рудных минералов на фоне приоткрывания трещин и растворения пород гидротермами в стороны от центрального участка рудоотложения.

А. Ленобль (1956) отмечает, что в урановых месторождениях Центрального плато Франции, залегающих преимущественно в гранитоидах, наблюдается характерная закономерность, заключающаяся в том, что появление арсенопирита в урановых рудах

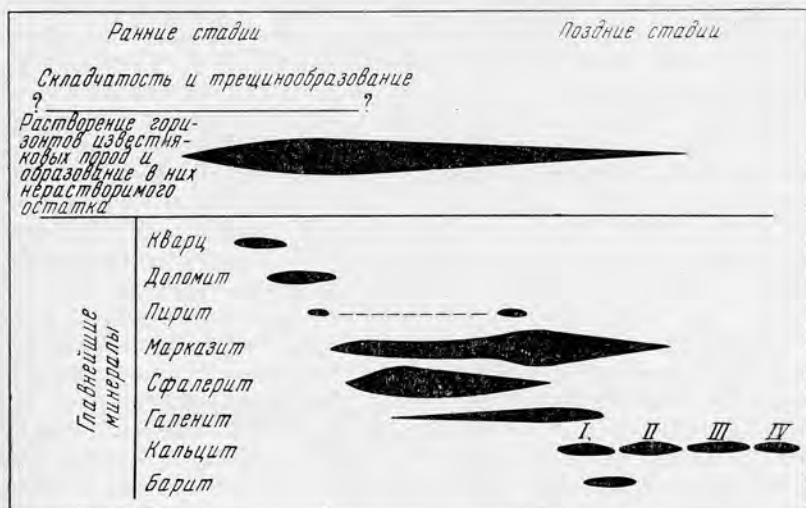


Рис. 4. Схема возрастной последовательности рудной минерализации (по Р. Рейнольдсу, 1964)

является признаком быстрого исчезновения промышленной урановой минерализации с глубиной.

Для низкотемпературных урановых месторождений в ряде районов была выявлена характерная зональность окolorудных изменений с глубиной. Было установлено, что для верхней половины интервала развития этих руд изменение вмещающих пород выражается в их альбитизации и карбонатизации, а для нижней — в серицитизации и окварцевании.

Примеры зональности околожильных изменений приведены в работе В. Рехарского (1958), который на полисульфидном Акташском месторождении, залегающем в кварцевых порфирах, установил, что рудные жилы на нижних горизонтах сопровождаются серицитизацией и окварцеванием (серицита 35—65% и кварца 30—56%), а на верхних — альбитизацией и карбонатизацией («шахматный» альбит до 55% и карбонат до 18%). Отсутствие окварцевания на верхних горизонтах месторождения В. Рехарский

объясняет тем, что в альбите заключено больше кремнезема, чем в сериците, преобладающем в нижней зоне. Установленная этим исследователем зональность была подтверждена Н. Соколовой и В. Королевым (1959), которые заметили еще одну важную особенность — зона альбитизации в нижних горизонтах месторождения распространяется значительно дальше от залыбандов

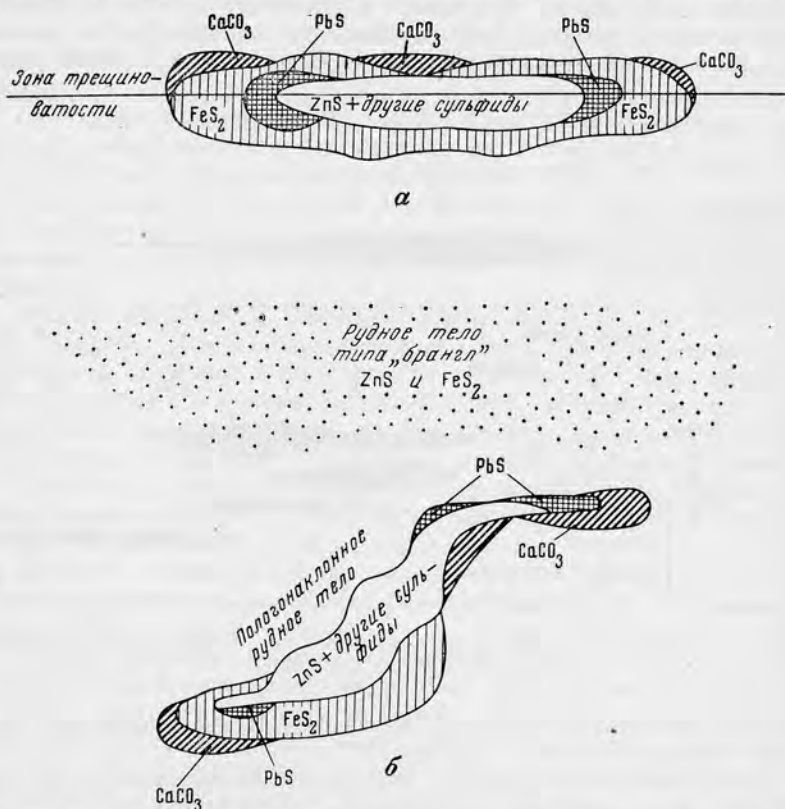


Рис. 5. Зональность рудного месторождения, типичного для района Миссисипи (по Р. Рейнольдсу, 1964)

а — в плане; б — в разрезе

жины, увеличивая тем самым мощность и количество зон измененных боковых пород. Такое строение ореола околорудных изменений пород, происходящих в однородной среде, — несомненно, важный признак для оценки глубинности процесса. Имея шкалу для измерений, выявленную геологическим методом, ею можно пользоваться для первых ориентировочных определений послерудной эрозии и оценки возможных глубин распространения руд (при наличии прочих благоприятных параметров).

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КУРАМИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Для освещения методики определения глубины эндогенного рудообразования на примере Кураминской зоны вначале дан краткий очерк ее геологического развития, а затем показано использование геологических данных для оценки глубин формирования ее рудных месторождений.

Общие сведения. Наиболее ранние схемы геологического районирования Средней Азии, появившиеся в 1933 г., принадлежат Д. Наливкину, А. Архангельскому и Н. Шатскому. Они выделили три геотектонические единицы, сходные в границах, но получившие разные наименования — соответственно северные, центральные и южные дуги, или Северный Тянь-Шань, Южный Тянь-Шань и Памир. Более дробное деление названных единиц было предложено В. Поповым (1938), А. Пейве (1938) и несколько позже В. Николаевым (1944) и Н. Силиным (1946, 1957). Мы придерживаемся схемы В. Николаева, поскольку она полнее других учитывает особенности развития, осадконакопления, магматизма и тектоники этой области.

Широкое распространение мощных, практически немых, вулканогенных толщ среднего и главным образом верхнего палеозоя было крупным препятствием для их стратиграфического расчленения и выяснения тектоники и магматизма этой территории. Ранние стратиграфические схемы Е. Иванова, С. Машковцева, Б. Наследова, А. Недзвецкого, А. Аделунга, Е. Карповой и других исследователей охватывали только отдельные районы, не поддавались увязке и соответственно не могли быть распространены на всю эту область. Позднее такая схема стратиграфии верхнепалеозойских толщ была составлена большой группой среднеазиатских геологов, производивших геологическую съемку всей территории под руководством и при непосредственном участии Н. Васильковского (1952).

Окончание этих исследований совпало с началом наших работ по более детальному изучению тектоники и вулканизма этой территории в связи с задачами по выявлению закономерностей образования и размещения эндогенной рудной минерализации в пределах Кураминской зоны. В конечном счете, вследствие накопления большого количества новых данных, противоречивших этой стратиграфической схеме, нам пришлось пересмотреть ряд ее положений и составить в том же масштабе новую геологическую карту. В этой многолетней работе принимал участие коллектив геологов ИГЕМ АН СССР (А. Каждан, В. Мещерякова, А. Уткин, В. Левин), работавший под руководством и при непосредственном участии автора книги. При этом были использованы карты А. Аделунга, А. Макарова и данные многочисленных среднеазиатских геологов, частично указанных выше, и многих других

перечислить которых не представляется возможным. На базе этих материалов мы и излагаем геологическое строение и историю формирования Кураминской зоны. Результаты наших исследований были опубликованы (Кушнарев, Каждан, 1958; Кушнарев, 1961, 1964), что облегчает дальнейшее изложение материала.

Кураминская зона относится к Южному Тянь-Шаню, включает хр. Каржан-Тау, юго-западную часть Чаткальского хребта, Кураминский хребет и горы Могол-Тау. Произведенный нами анализ геологического строения и развития прилежащих территорий позволяет считать, что южная граница зоны с правого борта Ферганской долины (от р. Кассан) переходит на левый ее борт и следует по хр. Ферганский Кара-Тау, предгорьям Туркестанского хребта, затем вдоль Нуратинских гор и далее скрывается под песками пустынь, уходя в сторону Султануиздага, а северная граница от хр. Каржан-Тау идет к юго-западу, к предгорьям хр. Кара-Тау, и далее в северо-западном направлении к Аральскому морю. Ширина зоны достигает 200 км; прослеженная длина по отдельным небольшим выходам палеозойских пород в районе Мурун-Тау и других мест составляет около 500 км. Доступной для изучения является северо-восточная ее часть (220—225 км), данные о которой и приводятся в этой работе.

Зона представляет собой дугу, выгнутую к югу, на меридиане Ленинабада имеющую широтное простирание — к востоку северо-восточное, а к западу северо-западное.

Кураминская зона представляет собой типичную эвгеосинклиналь (интрагеоантиклиналь по терминологии В. Белоусова), резко отличающуюся от соседних миогеосинклиналей (интрагеосинклиналей) — Чаткало-Нарынской, расположенной к северу, и Фергано-Кокшаальской, граничащей с ней с юго-востока, исключительной подвижностью. Для нее весьма характерно широкое развитие в среднем и верхнем палеозое эффузивной деятельности, проявление серии фаз складчатости, сопровождающихся внедрением интрузивов, увеличение количества разломов от древних к молодым этапам развития при постепенном уменьшении роли складчатых деформаций.

Соседние миогеосинклинали (интрагеосинклинали) характеризуются длительным, относительно спокойным накоплением мощных осадочных толщ и проявлением складчатости и интрузивной деятельности только в конце геосинклинальной стадии развития. Число интрузивных массивов в них и занимаемые ими площади обычно невелики. Разломы развиты в меньшем количестве.

Эти зоны коренным образом отличаются как по своему геологическому развитию, так и металлоносности. Эндогенные рудные месторождения, широко распространенные в Кураминской зоне, почти полностью отсутствуют в них.

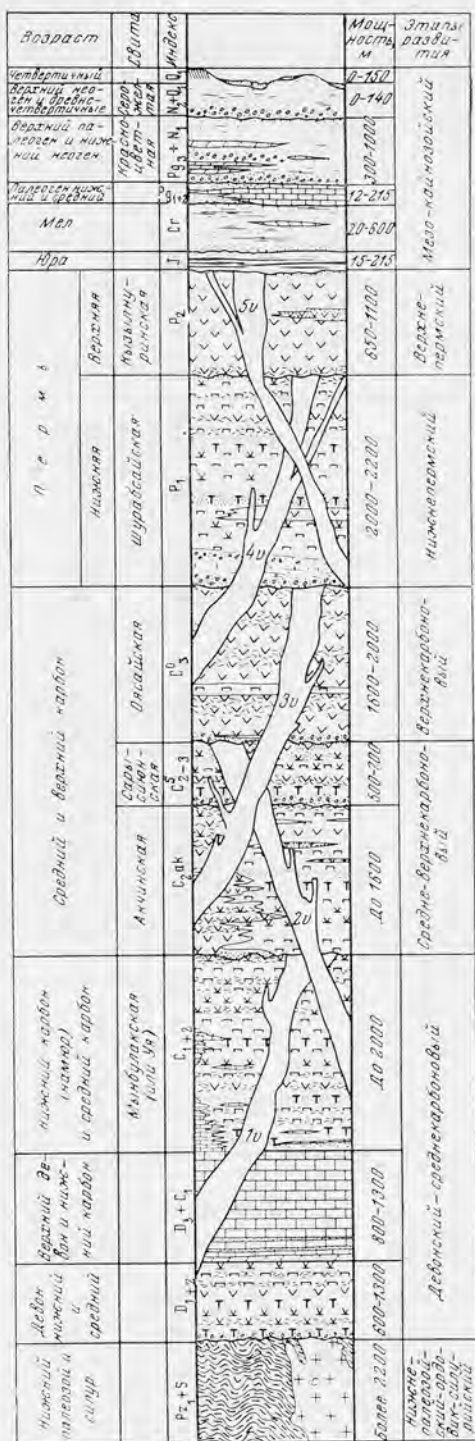
Этапы геологического развития. Историю развития Кураминской зоны можно разделить на ряд этапов (рис. 6 и табл. 2), каждый из которых начинается с осадконакопления и завершается

складчатостью, созданием складчато-глыбовых горных сооружений и их пенепле-низацией.

Нижнепалеозойский — ордовик-силурийский этап развития характеризуется накоплением мощных морских флишеидных песчано-сланцевых отложений с преобладанием сланцев, которые в результате метаморфизма превращены в филлитовидные сланцы с прослоями песчаников. В верхней части разреза (хр. Могол-Тау) местами развиты эффузивы кислого и среднего состава мощностью 400—500 м. В этот период развития Кураминская зона совместно с соседними составляла единый крупный геосинклинальный прогиб, в пределах которого существовали весьма сходные условия осадконакопления. А. Аделунг (1958) выделяет в нем Кассанское поднятие северо-восточного простирания, в ядре которого установлены сниженные мощности силурийских отложений.

В конце силура в пределах Кураминской зоны возникло крупное поднятие (рис. 7), обязанное каледонской складчатости и внедрению в ядра антиклиналей небольших массивов розовых биотитовых и аляскитовых гранитов и в меньшей мере (в районе северо-западного

Рис. 6. Стратиграфическая колонка Кураминской структурно-фациальной зоны (Кушнарев, 1959)



Стратиграфическая колонка Кураминской зоны (рис. 6)

Этапы развития	Индекс	Свита	Вещественный состав	Интрузивные комплексы (с указанием местных названий типов интрузивов) и слагающие их породы
Мезо- кайнозой- ский	Q_1		Аллювиальные галечники, пески, лёссовидные суглинки и ледниковые отложения	
	$N_2 + Q_1$	Серо-желтая	Супеси, суглинки, лёссовидные суглинки, в предгорьях конгломераты сокращенной мощности (молаasses предгорий)	
	$Pg_3 + N_1$	Красноцветная	Красноцветная толща сложного состава. Бурые и красные песчанки, гравелиты, конгломераты, иногда записываемые глинами. В верхних Ангрена преобладают красно-бурые мергели и глины, переслаивающиеся с песчаниками, конгломератами и гравелитами	
	Pg_{1+2}		В высокогорной части: в основании — конгломераты с известковыми цементом, выше — белые известняки. В крупных долинах — чередование гравелитов, песков, песчаников, глины, известняков, доломитов, иногда мергелей	

Верхне- пермский	Сг	Красноцветные глины и песчаники с подчиненными прослоями мергелей и известняков	Угленосная толща. Чередование глин, аргиллитов, песчаников и углей. Подстилается песчаниками, менее алевролитами и глинами	
	J			
	Р ₂	Кызылтуринская		5v Малые интрузии. Диабазовые порфиры. Фельзиты, альбитофиры, сферолит-порфиры, микрогранофиры, кварцевые порфиры (дайки и штоки). Гранодиориты, диориты, сениит-диориты и сенииты Чоух-дайрона, Габбро-сенииты и габбро-диориты бассейна р. Гава. Гранит-порфиры и граносениит-порфиры музбелского типа, сениит-порфиры и граносениит-порфиры чигленского и бабайтаулорского типов. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры кызылтуринского типа

Этапы развития	Индекс	Сыта	Вещественный состав	Интрузивные комплексы (с указанием местных названий типов интрузивов) и слагающие их породы
Нижнепермский	P ₁	Шурабсайская	В верхах разреза сложное чередование тонких пачек порфиров, реже дацит-порфиров и прослоев этих пород с прослоями песчаников, туфопесчаников, туфоангидридов и конгломератов. В нижней части разреза (хр. Каржап-Тау, бассейн р. Аксак-ата — Чаткальский хребет), над пачкой базальных конгломератов и туфопесчаников лежат две пачки порфиров, разделенные пачкой обломочных эффузивно-осадочных пород. В районе оз. Кугала и р. Гава прослои осадочных пород немногочисленны и мало мощны. В низовьях р. Гава кислые эффузивы и их пирокласты (200 м) слагают вторую пачку, лежащую над пачкой базальных конгломератов, распространенной во всей Кураминской зоне. Наравне с порфиритами они присутствуют в этой пачке в урочище Майдантал и верховьях р. Аксак-ата. В низовьях рек Беляут, Шава, Акча, Дукент (Чаткальский хребет), вторая пачка сложена дацитами. В базальной пачке многочисленная нижненермская, отчасти верхнекарбонная флора, реже — фауна	42 Микрограниты и розовые гранит-порфиры, редко аплиты и негматиты (дайки), адимелиты и гранодиориты района урочища Майдантал. Силент-диориты р. Аксак-ата. Кызыл-тюрьские гранодиориты и граниты. Алякитовые граниты бассейнов рек Чаркасар и Гава. Куондинские гранодиориты и граниты. Арашанские порфироидные граниты. Шайданские граниты. Гранодиориты бассейнов рек Карабау и Дукент (штоки)
Верхнекарбонный	C ₃	Оясайская	Преимущественно кислые эффузивы — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, сферолит-порфиры	32 Серые плагиогранит-порфиры и диоритовые порфиры,

			фиры, фельзиты и их туфолавы, туфобрекчи. Прослой туфопесчаников, песчаников и известняков крайне редки и маломощны. В Чаткальском хребте в средней части толщи встречен мощный (до 200 м) прослой порфиритов (бассейны рек Аксаката и Шавас). В основании свиты иногда встречаются песчаники, туфопесчаники и конгломераты с флорой верхнего карбона	розовые гранодиорит-порфиры, редко аплиты и пегматиты (дайки). Кызылсайские граниты и гранодиориты. Ашабинские граниты. Сиенит-диориты Хайланлыка. Кварцевые диориты и сиенит-диориты Бабай-Оба
	С ₂ -3	Сарысунская	Лагунно-континентальная свита. Чередование прослоев и плачек кислых эффузивов и осадочных пород. Среди эффузивов преобладают пирокласты кислых пород; среди осадочных — песчаники, туфопесчаники и конгломераты. В основании свиты обычны конгломераты и песчаники с флорой среднего и верхнего карбона	2v Кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые порфиры и розовые гранит-порфиры горы Мазарджон (правобережье р. Алатаньга). Гушсайские гранодиорит-порфиры
Средне-верхне-карбоновый	С ₂ ^а	Акчинская	Свита изменчивая по составу и мощности. В юго-западной части Кураминского хребта, Могол-Тау и Караи-Тау развиты преимущественно кислые породы: темно-бурые и зеленовато-бурые кварцевые порфиры, дацитовые и андезит-дацитовые порфиры и их пирокласты с редкими прослоями осадочных обломочных пород. В Чаткальском хребте и северо-восточной части Кураминского хребта преобладают андезитовые порфириты и их пирокласты. Дацитовые, андезит-дацитовые порфиры и их пирокласты более редки; особенно редки кислые породы. Прослой обломочных осадочных пород немногочисленны. Более распространены они в нижних	

Этапы развития	Индекс	Свита	Вещественный состав	Интрузивные комплексы (с указанием местных названий типов интрузивов) и слагающие их породы
Средне-верхне-карбоновый	C_{2-3}^{ak}	Акчлиская	течениях рек Акча, Карабау и Дукент. В основном толщи встречаются маломощные базальные конгломераты. В осадочных породах изредка наблюдаются растительные остатки плохой сохранности и фауна средне- и редко верхнекарбонового облика.	
	C_{1+2}	Мынбулакская (уя)	Свита сложного состава. В северо-восточной части хр. Каржан-Тау в основном известняки с прослоями песчаников;верху — редких туфопесчаников (джигиргентская фация свиты уя). В известняках — богатая фауна намюрского яруса карбона. В центральной части хребта преобладают туфогенные породы, а в верхней части разреза — порфириты и дациты. В южной части хр. Каржан-Тау и Чаткальском хребте — осадочные обломочные породы лишь в основном свиты; остальная ее часть в равной мере сложена лавами кислых, средних и основных пород, а также их пирокластами. В этих породах изредка встречаются линзы песчаников, конгломератов и известняков. В Кураминском хребте преобладают кислые и средние эффузивы. В основании свиты и в средней ее части довольно часто встречаются пачки осадочных пород — песчаников, конгломератов и известняков с очень редкой морской фауной среднекарбонового облика	iv Гранодиорит-порфиры, сиенит-диоритовые порфириты, диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты, ламирофиры, анлиты и пегматиты (дайки). Табашарские гранит-порфиры. Биотит-роговообманковые гранодиориты, порфиронидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры кураминского (карамазарского) типа. Сиенит-диориты, диориты и мощониты Алмалыка. Диориты и габбро-диориты

Девонский средне- карбовый	$D_3 + C_1$	Белые и светло-серые известняки и доломиты, иногда с фауной визейского яруса нижнего карбона; ниже тонкослоистые известняки с желваками и прослоями кремней. Местами (район Аухрахата) переходят в кремнистые сланцы; содержат фауну турнейского яруса нижнего карбона. Ниже — тонко- и грубослоистые известняки белых и серых тонов с прослоями первичных доломитов и доломитизированных известняков (фауна нижнего карбона и верхнего девона). В низах толщи переслаивание известняков, кварцевых и аркозовых известковых песчаников, изредка мергелей и мергелистых известняков. В Кураминском хребте и хр. Мо-гол-Тау всей толще соответствуют светло-серые известняки с фауной нижнего карбона — верхнего и иногда среднего девона
D_{1-2}		Буровато-сиреневые песчаники, туфопесчаники, сменяющиеся книзу лацитовыми и андезит-дацитовыми порфирами. Местами среди них прослой лацит-андезитовых и роговообманковых порфиров, а также проклястов перечисленных пород. В бассейне р. Сумсар около 0,5, а в бассейне р. Терс 0,8 мощности разреза приходится на осадочные, обломочные породы. В основании толщи повсеместно залегают базальтовые конгломераты
Нижне-палеозой-ский — ордовик-силурий-ский	$Pz_1 + S$	Зеленые, серые и лиловые филлитовидные сланцы, серые, зеленые и зеленовато-серые кварц-хлоритовые песчаники, кварц-биотит-хлоритовые и кварц-биотит-кордиеритовые роговики и узловатые сланцы, кварц-биотитовые сланцы и иногда кварц-слюжистые песчаники с турмалином и кордиеритом

с

Габбро-диориты, монцититы, аляскитовые граниты, гранито-гнейсы и биотитовые граниты

окончания Кураминского хребта и гор Могол-Тау) диоритов, монцититов и роговообманкового габбро. Созданное горное сооружение начало размываться и на его окраинах стали отлагаться ниже-среднедевонские базальные конгломераты. С этого времени произошло четкое расчленение единого прогиба на Кураминскую, Фергано-Кокшаальскую и Чаткало-Нарынскую

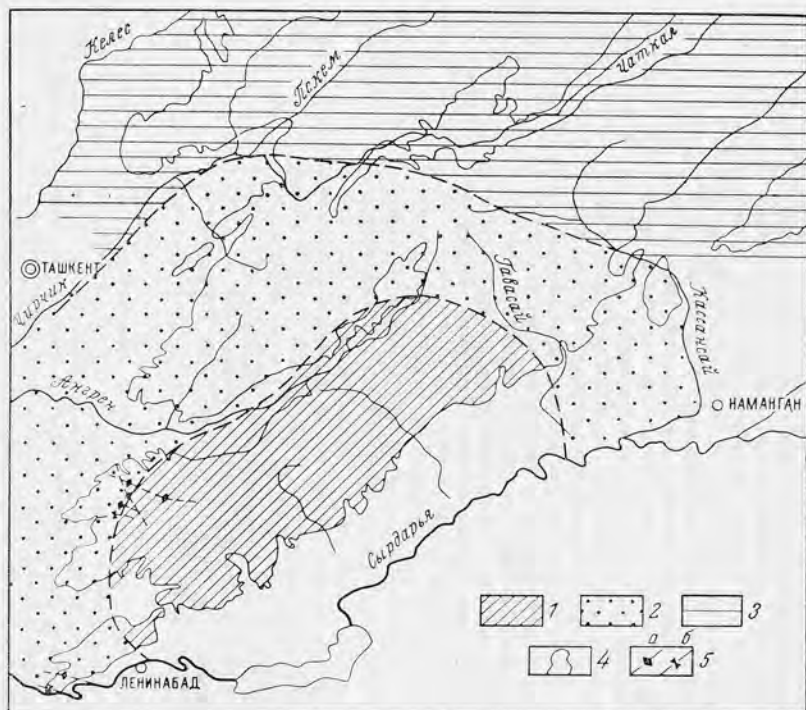


Рис. 7. Схема расположения основных структур во время накопления отложений нижнего и среднего девона

1 — поднятие, осадки отсутствуют; 2 — подвижной шельф (зона несогласий между силуром и нижним и средним девонem), накопление осадочных и эффузивно-осадочных пород; 3 — зона устойчивого прогибания, начиная с нижнего палеозоя; флишевые (песчано-глинистые) отложения; 4 — контур выходов палеозоя на поверхность; 5 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б)

зоны, развитие которых далее шло разным путем. Возникшие в Кураминской зоне линейные складки в общем повторяют дугообразную форму зоны.

Девонский — среднекарбонный этап развития начался с размыва складчатого сооружения и нового погружения территории Кураминской зоны. Трансгрессивная серия осадков с базальными конгломератами и песчаниками в основании (до 200 м мощности), сменяющимися выше вулканогенно-осадочными обломочными породами (до 600, 1000 м и редко 1300 м), отлагалась в полосе подвиж-

ного шельфа. В остальной части поднятия существовала суша — поставщик обломочного материала. Эффузивные породы (так называемые «поддевонские эффузивы») характерны только для узкой северной полосы этих отложений, что позволяет нам говорить о наличии здесь во время образования этой толщи вулканических аппаратов. Разрез обломочных и эффузивных отложений завершается пачкой конгломератов и песчаников, до 100 м мощности, с фауной живетского яруса среднего девона. К центру поднятия эта пачка выклинивается.

Дальнейший размыв поднятия и развитие трансгрессии привели к повсеместному накоплению турнейских и визейских известняков с прослоями первичных доломитов и (в верхах толщи) кремней. Наибольшее прогибание с быстрым нарастанием мощностей карбонатных отложений характерно для северо-восточной части зоны, где вследствие флексурообразного изгиба коры возникли глубинные северо-западные разломы — Кумбельский, Кенкольский и Арашанский. Полоса этих разломов является резкой границей перехода от малых мощностей (800—1200 м) в Кураминской зоне к большим (3500—4000 м) в Чаткало-Нарынской зоне. Впоследствии эти разломы служили каналами мощных трещинных излияний лав при образовании мынбулакской (свита у) * свиты.

В. Вебер (1905) установил, что отложения, относящиеся сейчас к мынбулакской свите, согласно залегают на известняках визейского яруса, представлены известняками, переслаивающимися с песчаниками, реже с конгломератами, которые выше сменяются в основном песчаниками и туфопесчаниками. В средней части свиты преобладают пирокластические образования, в верхней — в равной мере эффузивы кислых, средних и основных пород.

В базальной пачке этой свиты обнаружена обильная фауна всех горизонтов намюрского яруса. Исходя из признаваемой всеми трактовки возраста намюрского яруса, можно считать, что образование свиты относится к самым верхам нижнего и началу среднего карбона и продолжалось в среднем карбоне.

Особенности изменения мощностей пород показывают (рис. 8**), что в это время произошло дальнейшее обособление Кураминской зоны от соседних, на границах с которыми возникли глубокие прогибы с мощными (до 2000 м) толщами эффузивов. Это же видно и по характеру осадков (см. табл. 2). В соседних

* Впервые для всей Кураминской зоны схема стратиграфического расчленения эффузивных толщ верхнего палеозоя дана Н. П. Васильковским (1952, 1959), выделившим 11 эффузивно-осадочных свит. Наши данные показали, что из них реально существуют лишь шесть (Кушнарев, Каздан, 1958, 1961). В дальнейшем мы излагаем весь материал на основе нашей стратиграфической схемы Кураминской зоны.

** На рис. 8—13 показаны складки, достоверно установленные для описываемого этапа развития, и мощности осадков, существовавшие до последующих блоковых перемещений и размыва поднятых блоков.

зонах, вместо эффузивов, шло накопление известняков, известковистых песчаников и в конце осадкообразования туфогенных песчаников (Чаткало-Нарынская зона); близкий тип осадков с некоторым преобладанием обломочных пород характерен и для Фергано-Кокшаальской зоны.

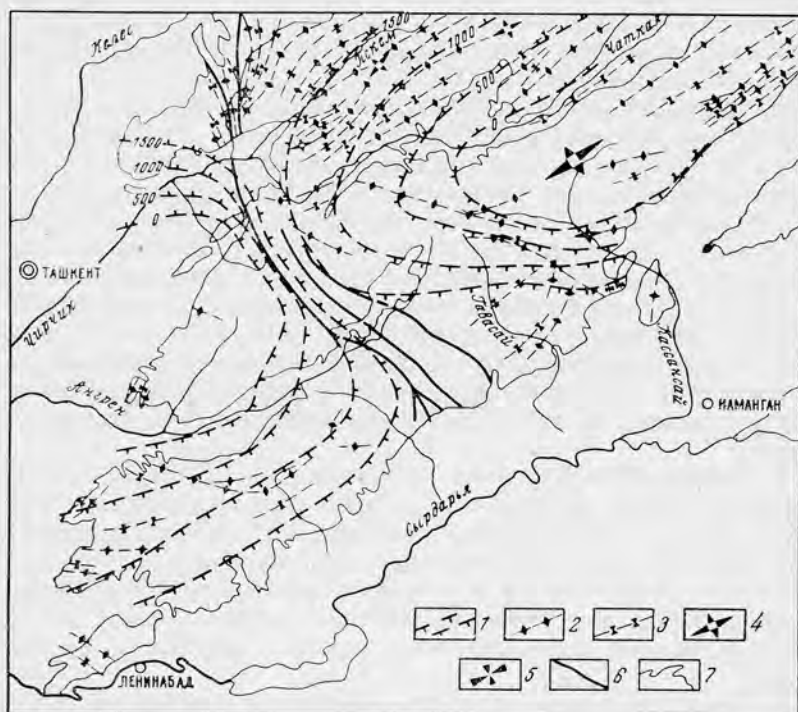


Рис. 8. Схема примерного расположения мощностей мымбулакской (уя) свиты и структур

1 — изолинии мощностей; 2—5 — складки, возникшие в порогах данной свиты в конце ее образования (2 — антиклинали, 3 — синклинали, 4 — брахиантиклинали и купола, 5 — мульд); 6 — главные разломы, возникшие в конце (реже в процессе) образования предшествующей свиты; 7 — контур выходов палеозойских отложений

Этот этап развития завершился линейной геосинклинальной среднекарбоневой складчатостью (проявившейся и в Чаткало-Нарынской зоне), сопровождавшейся внедрением крупных батолитовых интрузивов гранитов и гранодиоритов, приуроченных как к крупным антиклиналям, так и к глубинным разломам (Кенкольскому, Кумбельскому и Арашанскому). Так называемые кураминские или карамазарские гранодиориты первого варисцийского интрузивного комплекса (1v) и в меньшей степени диориты и монциты алмалыкского типа, а также габбро-диориты и габбро, возникшие в результате ассимиляционных процессов у контак-

тов гранитоидов с известняками, прорывают все отложения, включая и эффузивы мынбулакской свиты. Отмеченные интрузивные породы на современной поверхности Земли занимают около 26% территории описываемой части зоны, занятой палеозойскими породами, или около 65% площади, занятой всеми интрузивами. Их внедрение в конце формирования складок в ядра крупных антиклиналей и отчасти в глубинные разломы (Кумбельский и др.) придавало этой территории значительную жесткость и изменило характер дальнейших деформаций. Следует заметить, что для Чаткало-Нарынской зоны характерны граниты, а для Кураминской — гранодиориты, где они резко преобладают над остальными породами.

Отмеченный период развития Кураминской зоны ряд исследователей относят к собственно геосинклинальному, а следующие (палеозойские) этапы — к орогенному этапу.

После среднекарбоновой складчатости и внедрения огромных массивов гранитоидов (1v) произошло воздымание Кураминской зоны с образованием горной страны. В это время возникли новые крупные разломы — Баштавакский, Мисканский, Широтный, Бургандинский, Бирюзовый, Беяутский, Акчасайский и ряд более мелких нарушений, возобновились движения и по ранее образованным разломам. Таким путем возникло крупное складчатоглыбовое горное сооружение, которое вскоре начало размываться и образовало мелкосопочный рельеф.

К концу этого этапа развития Чаткало-Нарынская зона превратилась в жесткую глыбу платформенного типа, в основном служившую поставщиком обломочного материала. В Фергано-Кокшаальской зоне сохранился геосинклинальный режим до конца нижней перми: ни складчатости, ни интрузивной деятельности здесь не проявилось.

Средне-верхнекарбоновый (дооясайский) этап развития, как и прежние, начался с накопления базальных конгломератов акчинской свиты весьма невидержанной мощности (от 0 до 200 м). Они ложатся с резким угловым несогласием на самые различные отложения (начиная с силурийских). Верхняя часть свиты имеет весьма пестрый состав. В ней преобладают эффузивы и их пирокласты, прослой осадочных обломочных пород сравнительно редки.

Проведенный нами анализ позволяет выделить три четкие фациальные области развития эффузивов.

Первая область охватывает северную оконечность гор Могол-Тау и южный склон Кураминского хребта (бассейн Карамазарсая и район южнее Баштавакского разлома), в которой резко преобладают эффузивы кислого состава (кварцевые порфиры, фельзиты) и их пирокласты зеленовато-бурых, фиолетово-бурых и коричневых тонов.

Вторая область занимает юго-западную часть Чаткальского хребта (за исключением низовьев рек Карабау, Дукет и Акча), где развиты преимущественно лавы основного состава, андезитовые

порфиры и значительно меньше — диабазовые порфиры, дацит-порфиры и их пирокласты.

Третья наиболее обширная область, где проявились в равной мере кислые и основные разности пород, занимает всю остальную территорию.

Мощность пород акчинской свиты обычно колеблется от 300 до 1700 м (рис. 9), что обусловлено размещением батолитовых

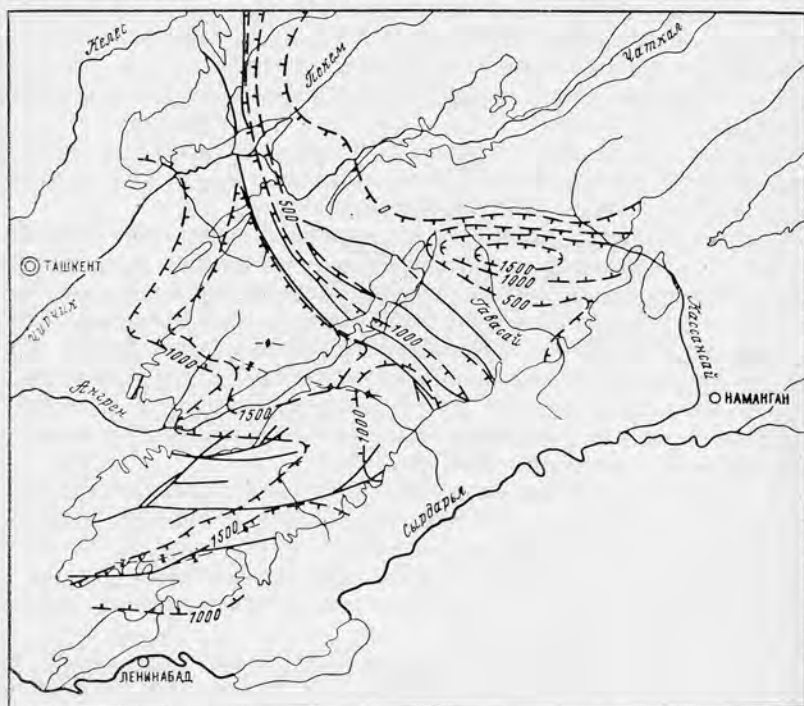


Рис. 9. Схема примерного расположения мощностей акчинской свиты и структур

Условные обозначения см. на рис. 8

интрузивов и изменением расположения прогибов и поднятий в первой половине этого этапа развития. На батолитах мощность осадков оказалась резко сниженной. В среднекарбовую складчатость в пределах батолитов развивались пологие брахискладки, а в прогибах — линейные складки с крутыми углами падения крыльев. Несмотря на указанные изменения в расположении структур, общий план складчатости сохранился прежним.

Во второй половине этого этапа развития, после небольшого перерыва и осушения части лагун, в наиболее глубоких прогибах началось накопление новой — сарысиюнской свиты (рядом исследователей без основания именуемой надакской), характеризующейся преимущественным образованием туфогенных и грубо-

обломочных осадочных пород, среди которых встречаются прослои и линзы известняков, битуминозных сланцев, яшм, косо-слоистых песчаников с растительными остатками обычно плохой сохранности. Из эффузивов преобладают кислые разности. Яркой чертой развития второй половины этого этапа является унаследованность прогибов (рис. 10) при сокращении их площади.

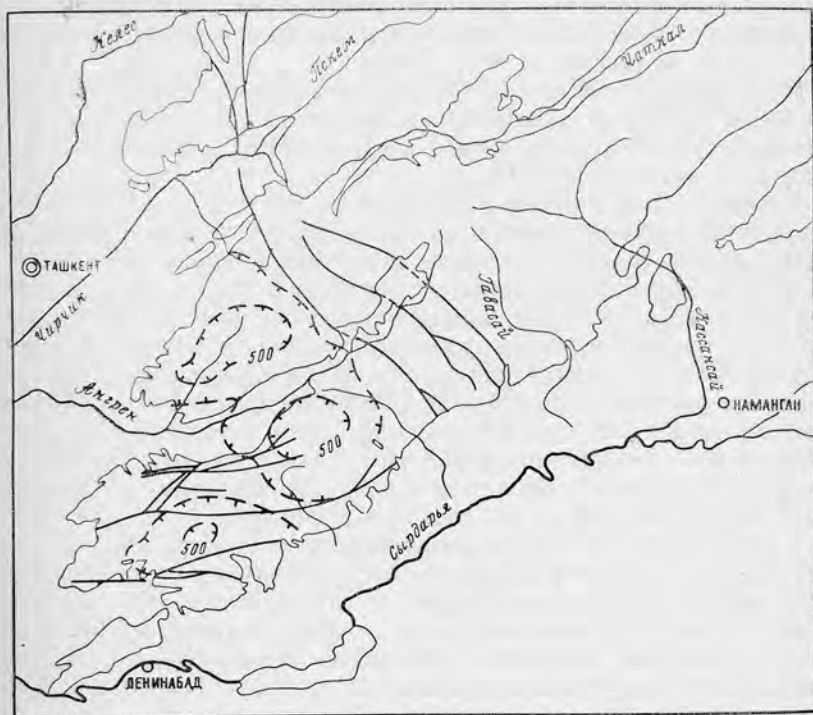


Рис. 10. Схема примерного расположения мощностей сарысунской свиты

Условные обозначения см. на рис. 8

В песчано-сланцевых и других осадочных прослоях акчинской и сарысунской свит собрана флора обычно плохой сохранности, диапазон развития которой позволяет считать их возраст как конец среднего карбона (конец башкирского — московский ярус) и, может быть, начало верхнего карбона.

После образования сарысунской свиты имела место небольшая складчатость, создавшая брахискладки, произошли новые движения по ранее возникшим разломам (иногда излияния лав), а также внедрились небольшие штоки гущайских гранодиорит-порфиров, сходных по составу с гранодиоритами кураминского типа, и штоки розовых кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров второго варисийского интрузивного комплекса (2v),

занимающего около 1,3% поверхности палеозойских пород или 3,3% всей площади интрузивов. Выделить в самостоятельную группу разломы, образовавшиеся после акчинской, но до образования сарысционской свиты, не удалось из-за недостаточности материала для доказательства их возраста.

В конце этого этапа развития вновь возникла складчато-глыбовая страна. Рыхлый материал, который не успел в должной мере уплотниться, стал быстро разрушаться и не сохранился в поднятых блоках полностью или частично.

Верхнекарбоновый этап развития начался с размыва складчато-глыбовых горных сооружений до слабохолмистой равнины, и скоро сменился бурной вулканической деятельностью и новым прогибанием всей этой территории.

В ряде случаев нижние части разреза (от 60 до 150—200 м) начинаются с пачки серых, зеленовато-серых или буровато-фиолетовых туфопесчаников, туфоконгломератов и туфов, переслаивающихся между собой и лежащих несогласно на различных отложениях вплоть до пород мынбулакской свиты и гранодиоритов первого варисцийского интрузивного комплекса. Чаще эта пачка отсутствует и разрез начинается с вышележащих светлых, пенельно-серых, розоватых, пятнистых фельзитов, кварцевых порфиров, сферолит-порфиров, туфов и туфолов. Лишь в середине Чаткальского хребта примерно в средней части толщи (см. рис. 6 и табл. 2) установлена пачка фиолетово-бурых порфиритов и дацитов (басс. Башкызылсай) от 60 до 200 м мощности.

В целом толща кислых эффузивов имеет мощность 2000—2500 м (рис. 11). За последние годы в ней была обнаружена флора плохой сохранности, причем некоторые ее виды позволяют говорить о среднем-верхнем карбоне и отчасти низах нижней перми. Наиболее вероятным возрастом считается верхнекарбоновый, поскольку лежащая на ней несогласно шурабсайская свита в базальных слоях содержит нижнепермскую флору и фауну.

Верхнекарбоновая складчатость, проявившаяся после отложения этой толщи, привела к образованию очень пологих мульд, куполов и сравнительно редко протяженных брахискладок (южный склон Чаткальского хребта). Она сопровождалась внедрением массивов третьего верхнекарбонового интрузивного комплекса пород (3v) более разнообразного состава, по сравнению с породами предшествующих комплексов, — от диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов, сиенито-диоритов, гранодиорит-порфиров, разнообразных гранитов до сравнительно редких антитов и пегматитов. Они образуют куполовидные и штокообразные массивы и дайки. В них еще заметны ассимиляционные явления. Пространственное размещение массивов определяется как складками, так и разломами.

Уменьшение интенсивности складчатых деформаций компенсировалось появлением большого числа новых разломов (см. рис. 11) — Каукольского, Чайлисайского или Башкызылсайского,

Кан-и-Мансурских разломов, серии безымянных разломов на южном склоне Кураминского хребта и др. С этими же деформациями связано возобновление движений по ранее образованным разломам, нередко служившим каналами излияний оясайских лав, как и ряд только что возникших разломов.

С верхнекарбоневой интрузивной деятельностью связано и образование зон алунизации и окварцевания, развитых по разломам и расположенных в породах оясайской и более древних свит

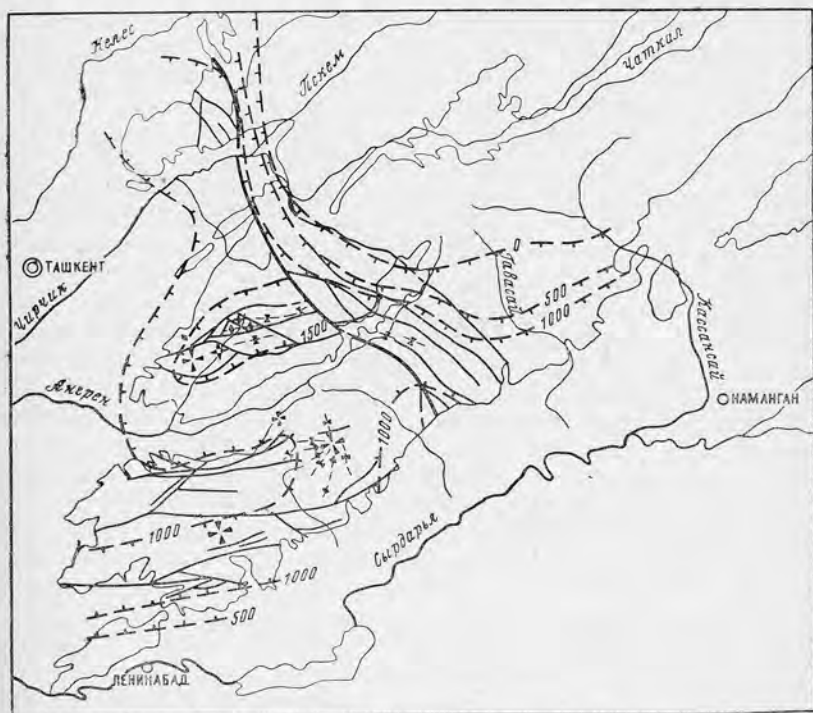


Рис. 11. Схема примерного расположения мощностей оясайской свиты и структур

Условные обозначения см. на рис. 8

и, как было впервые установлено нами, перекрытых базальными конгломератами шурабсайской свиты, в гальках которых наблюдаются алунизированные породы (в низовьях р. Аксак-ата в предгорьях северного склона Чаткальского хребта). К этому же времени относятся и кварц-турмалиновые жилы, развитые в районе Могол-Тау и Такели, которые, по данным Ф. Вольфсона и Ю. Арапова, встречаются в гальках базальных конгломератов свиты, позднее датированной как нижняя пермь (шурабсайская свита).

В результате значительных, в основном глыбовых перемещений блоков пород по разломам были созданы крупные горные

сооружения, размыв которых ко времени накопления шурабсайской свиты до предельной равнины (пенеплена) привел к выпадению из разреза поднятых блоков целых свит или их частей.

В течение второй половины среднего и в верхнем карбоне, т. е. во время образования акчинской, сарысипонской и оясайской свит, Чаткало-Нарынская зона представляет устойчивое поднятие. В то же время Фергано-Кокшаальская зона являлась прогибом, в котором шло образование морских терригенных и реже

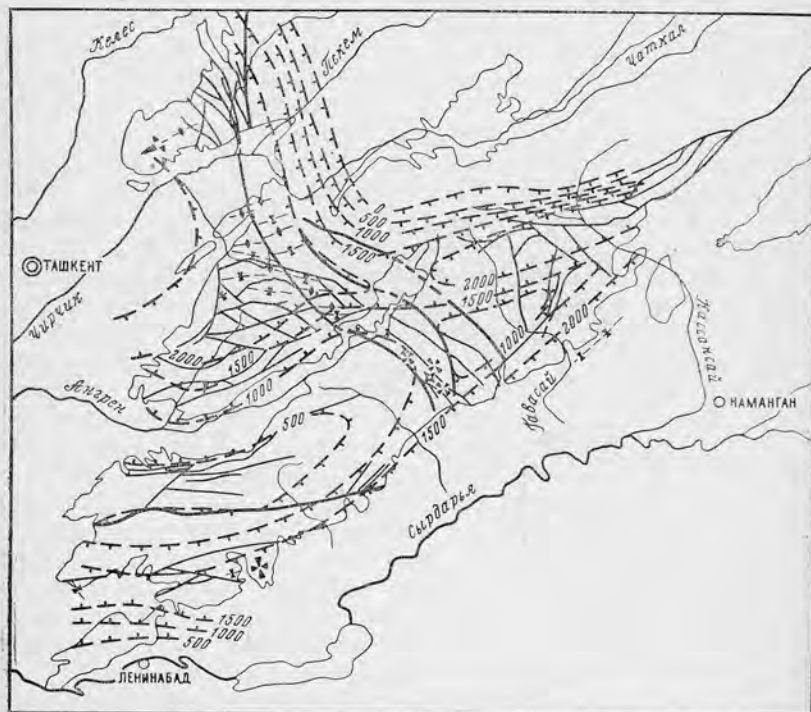


Рис. 12. Схема примерного расположения мощностей шурабсайской свиты и структур

Условные обозначения см. на рис. 8

органогенных и хемогенных осадков. Ни отмеченных фаз складчатости, ни интрузивной деятельности в ней не проявилось.

Нижнепермский этап развития начался с погружения пенепленизированной поверхности и накопления мощных обломочных толщ. Особенно мощные толщи пород накопились в предгорном краевом прогибе, отделяющем Кураминскую зону от соседних (рис. 12). Этот прогиб с небольшими смещениями то к востоку, то к западу существовал длительное время — с начала карбона до конца нижней перми. Таким же устойчивым был прогиб, располагавшийся вдоль южного склона Кураминского хребта.

Характерной особенностью шурабсайских отложений является чередование мощных пачек преимущественно осадочных и эффузивных пород среднего и в меньшей степени кислого состава (см. табл. 2). При этом очень отчетливо прослеживается смена состава эффузивов в зависимости от расположения вулканов, из которых изливались разные магмы. Так, например, в приосевой части северного склона Чаткальского хребта вторая пачка пород шурабсайской свиты сложена андезитовыми порфиритами, к северо-востоку (в хр. Майгашкан) в ней (в верхах) появляются фельзит-порфиры (местами с переходами в сферолит-порфиры), а на южном склоне Чаткальского хребта их место занимают дациты. Излияния происходили из рядом расположенных разломов.

Накопление шурабсайских отложений происходило в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях, о чем свидетельствует исключительная выдержанность пачек осадочных и туфогенно-осадочных пород практически по всей территории Кураминской зоны, хорошая сортированность материала и окатанность галек в конгломератовых толщах и присутствие в них растительных остатков, а в некоторых горизонтах (в низовьях Гавасая) фауны пшвагерия. Подавляющее большинство находок относится к нижней пачке базальных конгломератов и других обломочных и туфогенно-осадочных и пирокластических пород с прослоями и линзами сланцев известковистых песчаников и редко — известняков небольшой мощности. Найденная здесь флора и фауна четко фиксирует нижнепермский возраст свиты. Эта базальная пачка (от 50 до 450 м) залегает с угловым несогласием на различных отложениях, начиная с известняков D_3-C_1 и более высоких горизонтов разреза, включая эффузивы оясайской свиты. Мощность свиты достигает 2200 м (см. рис. 12).

Складчатость, проявившаяся после образования шурабсайской свиты, была типично брахиформной, хотя местами углы падения в ней достигали $40-45^\circ$ (в районах приосевой части Чаткальского хребта) и даже 75° (в низовьях Гавасая в Кураминском хребте), что обязано наложению послекрызылнуринских (верхнепермских и альпийских) складчатых дислокаций, оси которых совпадают с крупными брахисинклиналями приосевой части Чаткальского хребта и погребенной под мезо-кайнозой Ферганской долины. Меловые и палеогеновые осадки у краев последней падают в ту же юго-восточную сторону под углами $30-35^\circ$. Следует отметить, что в районах, где эти отложения лежат на крупных интрузивных массивах, углы падения редко достигают $8-10^\circ$.

В заключительную стадию развития возникло несколько новых крупных разломов (Северо-Западный, меридиональный Бешташский, Восточный и др.) и много мелких нарушений; в это время также произошло возобновление движений по многим прежним нарушениям. Вдоль разломов разместились многочисленные мелкие и более крупные массивы четвертого интрузивного комплекса (4в), рвущие все отложения, включая шурабсайские. К ним

относятся адамелиты и гранодиориты, внедрившиеся вдоль Кумбельского разлома (на северном склоне) и в приосевой части Чаткальского хребта, кызылтурские гранодиориты и граниты, развитые вдоль тех же северо-западных разломов к юго-востоку от указанных интрузивов, розовые аляскитовые и порфириновые граниты бассейнов рек Шайдан, Чаркасар и Гавасай (в северо-восточной оконечности Кураминского хребта вблизи Ферганской долины) и ряд других, а также сопровождающие их дайки розовых микрогранитов, гранит-порфиров, редко аплитов и пегматитов. Породы интрузивного комплекса пересекаются корневыми частями эффузивных покровов кызылнухинской свиты или их экструзивными аналогами и встречаются в последней только в виде ксенолитов.

Характерной особенностью интрузивов четвертого комплекса является еще более резко выраженное увеличение роли кислых и отчасти субщелочных пород по сравнению с третьим интрузивным комплексом и примерно такой же гипабиссальностью, о чем свидетельствуют крайне ничтожное развитие пегматитов и отсутствие ассимиляционных явлений.

Как и в предшествующий период, здесь возникли высокие складчато-глыбовые горные сооружения, достигающие 2—2,5 км, о чем можно судить по размыву толщ в блоках, поднятых перед образованием кызылнухинской свиты. Пенепленизация их была совершенной, о чем можно судить по характеру поверхности, на которой залегают породы кызылнухинской свиты, и по выдержанности ее на значительных расстояниях. Вместе с тем следует отметить, что это была низкая цокольная суша, поставляющая материал в соседнюю депрессию — Фергано-Кокшаальскую зону, где шло накопление осадков.

Верхнепермский этап развития начался с некоторого прогибания зоны и образования местами лагун (например, в приосевой части Чаткальского хребта юго-западнее Кумбельского разлома), в которых шло накопление стратифицированных и достаточно хорошо сортированных туфогенных и туфогенно-осадочных пород небольшой мощности (редко более 80 м). В средней части разреза свиты в бассейне р. Чаркасар (в северо-восточной окраинной части Кураминского хребта у Кумбельского разлома) установлена мощная (около 150 м) пачка конгломератов, туфогенно-осадочных и пирокластических пород. Вся остальная часть разреза от его низов и почти до самых верхних частей сложена розовыми, в нижней части флюидальными, кварцевыми порфирами, весьма характерными по виду и хорошо выдержанными на значительных расстояниях, что может свидетельствовать о высокой текучести магмы. Максимальная мощность свиты достигала 1000—1100 м; характер размещения мощностей показан на рис. 13, где видно, что по сравнению с шурабсайскими отложениями площадь накопления кызылнухинских отложений существенно уменьшилась вследствие поднятия хр. Каржан-Тау; остальные контуры депрес-

сии были унаследованы от предыдущего этапа развития.

Возраст свиты определяется по недавним находкам флоры в юго-западной оконечности северного склона Чаткальского хребта (бассейн Башкызылсая), которая определена Т. Сикстель (1960) как верхнепермско-триасовая или даже верхнетриасовая. А. Миклухо-Маклай (1965) полагает, что флору следует считать верхнепермской, частично, может быть, завершавшей свое развитие в начале нижнего триаса, с чем согласны и мы. Определения

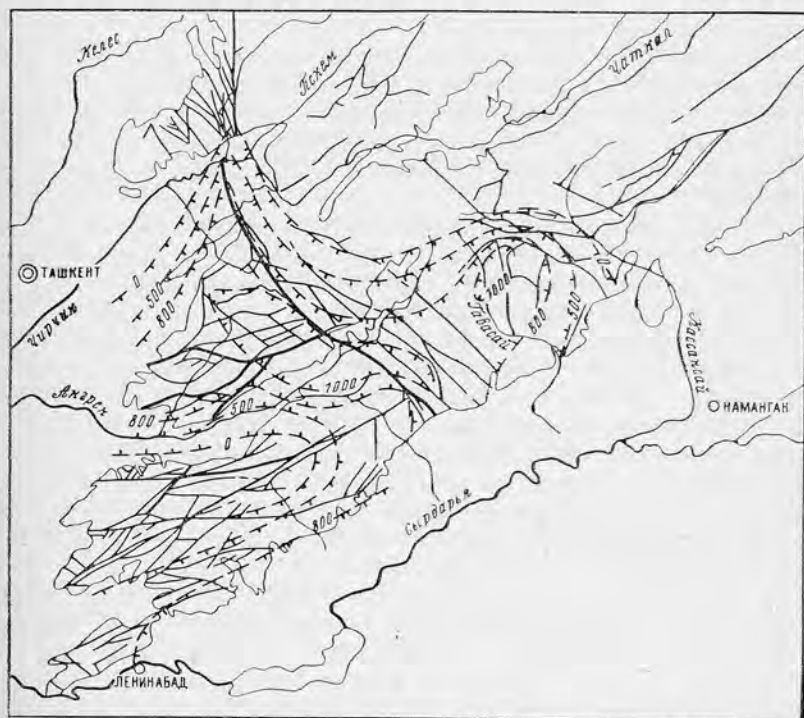


Рис. 13. Схема примерного расположения мощностей кызылнурийской свиты

Условные обозначения см. на рис. 8

абсолютного возраста кызылнурийской свиты (260 млн. лет) Н. Лавровым и другими (1964) не противоречат этому. К верхнепермским нижнетриасовым образованиям относил ее и Н. Васильковский (1952). Эта свита завершает геосинклинальное осадконакопление и эффузивную деятельность в верхнем палеозое и несогласно перекрывается нижнеюрскими угленосными осадками.

Складки, созданные в это время, имеют типично платформенный характер. Углы их падения редко достигают $18-20^\circ$, а сами они представлены пологими мульдями, складками облекания и сходны с таковыми в палеогеновых отложениях, развитых в приосевой части хребтов. Частично они преобразовывались, деформировались

палеогене и неогене. Они тоже имеют северо-восточное простирание как и предыдущие складки. Между описываемой и шурабсайской свитой отчетливо видно стратиграфическое и угловое несогласие, достигающее $40-45^\circ$. Вследствие перемещений блоков пород после образования шурабсайской, но до кызылнуринской свиты и размыва поднятых структур последняя ложилась как на самые различные пачки пород шурабсайской свиты, что отчетливо видно в приосевой части Чаткальского хребта, так и на более древние отложения (до девонских включительно в районе оз. Кугала).

В конце перми появилось большое количество новых разломов, среди которых следует отметить Железный (прослеженная длина которого около 120 км), Чилтенский, Тарызканский разломы, Табошарскую зону и некоторые из Кан-и-Мансурских разломов. При этом возобновились движения и по ранее образованным разломам.

Интрузивная деятельность, завершившая магматизм в районе, создала серию мелких штоков, иногда этмолитов и дайкообразных тел, положение которых целиком определяется разломами. Интрузии пятого варисцийского интрузивного комплекса (5v) отличаются от предыдущих особенно большим разнообразием пород (от габбро-сиенитов и габбро-диоритов до граносиенит-порфиров и аплитов), а также развитием разнообразных даек регионального распространения, образующих весьма протяженные пояса и поля. Чорухдайронские субщелочные гранитоидные интрузивы прорывают эти дайки и содержат их ксенолиты. Все это свидетельствует о значительной дифференциации магмы на глубине и росте роли кислых и субщелочных разностей пород, особенно к концу формирования интрузивного комплекса.

Большая часть интрузивов этого комплекса распространена к юго-западу от Кумбельского разлома, что, в свою очередь, сказалось на размещении месторождений, завершающих тектономагматический цикл — последний этап геосинклинального развития Кураминской зоны, еще раз подчеркивающий далеко зашедшую дифференциацию и зрелость магматического бассейна к моменту завершения магматических процессов. Для этих интрузивов характерна еще большая гипабиссальность пород, отсутствие пегматитовых образований и ассимиляционных явлений.

Наличие столь разнообразных магматических и гидротермальных образований позволяет расчленить разломы по времени их появления на до- и последайковые, а также дорудные образования. Для более мелких нарушений и трещин в пределах рудных полей имеется возможность еще более дробного временного их разделения. К крупным последайковым разломам относятся Тарызканский и Железный разломы, а также серия более мелких дизъюнктивов. В это же время возобновлялись движения и по ряду прежних нарушений.

После образования кызылнуринской свиты и внедрения интрузивов, но до образования платформенного чехла рыхлых нижнеюрских и более молодых мезо-кайнозойских отложений, по некоторым палеозойским разломам происходили неоднократные подвижки, которые привели к неравномерному размыву пород, о чем свидетельствует залегание мезо-кайнозойских осадков на самых различных породах палеозоя до самых древних.

Мезо-кайнозойский этап развития характеризуется тем, что в конце верхней перми и в самом начале нижнего триаса завершилось геосинклинальное развитие зоны, т. е. в первую очередь развитие магматизма во всех его проявлениях, включая и образование связанных с ним разнообразных эндогенных месторождений. Резко сократились мощности мезозойских осадков, которые претерпели только эпигенез и диагенез; резко уменьшилась тектоническая активность и т. д. Отсутствие каких-либо останцов триасовых отложений свидетельствует о том, что на месте Кураминской зоны не существовало каких-либо существенных прогибов и вся эта территория после рудообразования представляла собой складчато-глыбовую горную страну, служившую поставщиком обломочного материала для прогибов, расположенных от нее к югу. Об этом свидетельствует и трансгрессивное несогласное залегание мезо-кайнозойских, особенно меловых и палеогеновых отложений, на самых различных породах от верхнепермских (кызылнуринских эффузивов) до нижнепалеозойских сланцев и каледонских интрузивов. Отмеченный характер залегания мезо-кайнозойских отложений в то же время, указывает на значительный размыв этой горной страны (на протяжении большей части триаса и отчасти в самом начале нижней юры) до стадии мелкосопочника и местами пeneплена. Новое накопление континентальных осадков началось только с нижней юры в центральных частях, возникших к этому времени, Ангренской, Ферганской и частично Чирчикской и других впадин. Они унаследовали направление прежних палеозойских депрессий. Здесь накапливались нижне- и среднеюрские тонкозернистые глинистые и угленосные осадки либо трепеловидные породы с прослойками или линзами углей (левый борт Чирчика). Характер осадков, их залегание и небольшие мощности (до 100 м) свидетельствуют о пологом, слегка всхолмленном, рельефе с заболоченными поймами рек, карстовыми и другими озерами и болотами и жарком влажном климате того времени. Отмеченные особенности этих осадков и преобладание песчано-глинистых обломочных пород в отложениях триаса в соседней депрессии и их небольшие мощности позволяют сделать вывод о невысокой суше, существовавшей в конце триаса в пределах Кураминской зоны.

В меловое время контрастность движений в поднятиях и прогибах, возникших на территории Кураминской зоны, возросла. Началось дугообразное вспучивание поднятий, возможно, с блоковыми перемещениями и такое же прогибание депрессий; континентальные

осадки юры сменились морскими, резко возросла их мощность и грубость материала, несмотря на то, что морская трансгрессия не слишком далеко отодвинула береговую зону бассейнов осадконакопления по сравнению с юрской. В меловых отложениях преобладают конгломераты, грубозернистые песчаники и в меньшей мере глины, роль которых возрастает к центру депрессий, где увеличиваются и мощности пород, подчеркивая конседиментационный характер этих депрессий.

В палеогене продолжалось расширение морского бассейна, который к концу палеогена почти полностью закрыл территорию зоны. В мелководном морском бассейне накапливались органо-генные известковистые осадки (до 100 м мощности) с конгломератами небольшой мощности в основании, а в более прогнутых частях депрессий (Ферганской, Ангренской, Чирчикской и др.) в основном песчано-глинистые отложения в несколько сот метров мощности (см. табл. 2).

В конце палеогена — начале неогена трансгрессия сменилась регрессией и вновь началось дугообразное вспучивание поднятий и прогибание депрессий, особенно резко возросшее в неоген-древнечетвертичное время. В прогибах шло накопление очень мощных красноцветных континентальных обломочных пород с прослоями солей и гипсов в центральных частях депрессий, сменившихся еще более грубообломочными осадками в неоген-древнечетвертичное время. Общая мощность мезо-кайнозойских осадков в центре Ферганской депрессии оценивается в 8—9 км, в то время как в современных окраинных ее частях не превышает 600 м.

К древнечетвертичному времени возникли горные сооружения близкие к современным. При этом, помимо дугообразного вспучивания хребтов (Кузнецов, 1954), происходили и крупные перемещения по палеозойским разломам, нередко достигавшие 1—1,5 км и более, а также возникли новые разломы. Одним из таких крупных разломов мы считаем Теньгинский, прослеживающийся более чем на 200 км, отрезки которого отчетливо видны в разных частях северного борта Ферганской депрессии, начиная от юго-восточной границы выходов палеозойских и мезо-кайнозойских пород хр. Могол-Тау, и далее вдоль южной окраины Кураминского хребта к низовьям Гавасая и далее на северо-восток в сторону хр. Босбу-Тау.

На составленной нами тектонической схеме (рис. 14) также видна унаследованность не только в расположении альпийских разломов, но и осей альпийских приразломных и конседиментационных складок и флексур в породах мезо-кайнозойского возраста. Вместе с тем некоторые из палеозойских разломов не проявили себя, о чем можно судить по отсутствию перемещений мезо-кайнозойских отложений, перекрывающих их.

В дальнейшем, в четвертичное время, продолжался рост горных сооружений и прогибание тех же депрессий, шло дальнейшее развитие и усложнение речной сети и рельефа в целом. В депрессиях

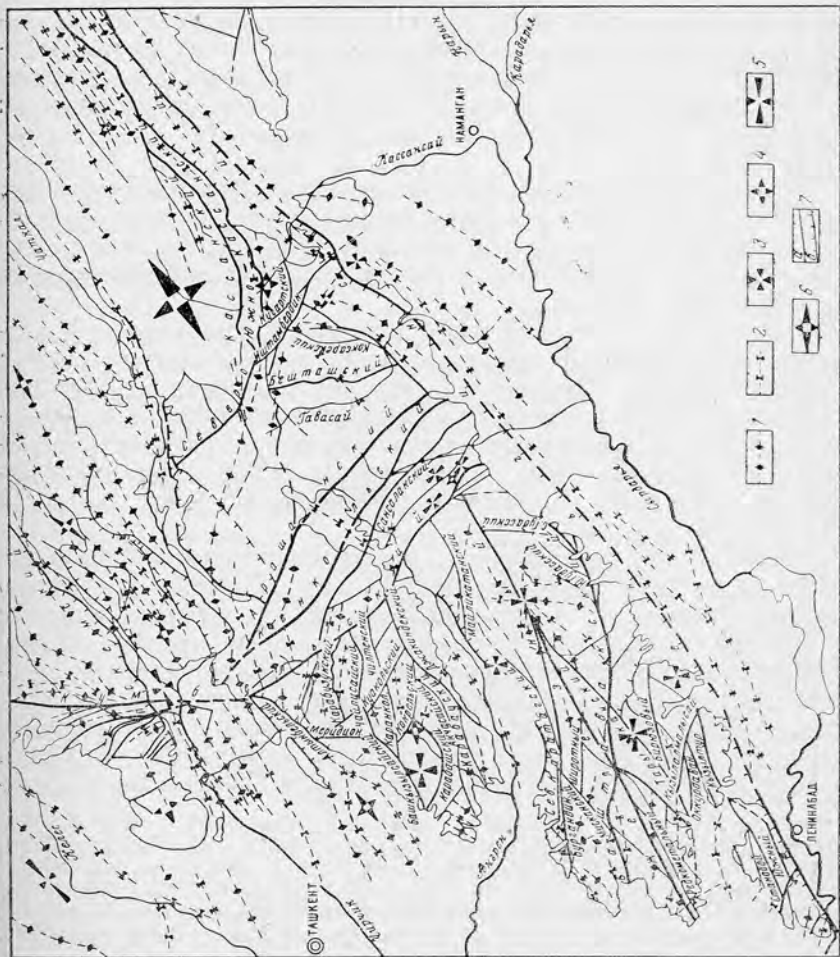


Рис. 14. Тектоническая схема Курамской зоны

1 — антиклинальные складки; 2 — синклинальные складки; 3 — мульд; 4 — купола; 5 — брахисинклинали; 6 — брахантиклинали; 7 — главные разломы (а — восточные; б — альпийские)

и речных долинах накапливались обломочные породы (делювий, пролювий, аллювий), а также эоловые и речные лёссовидные отложения.

Мезо-кайнозойские прогибы унаследовали тот же палеозойский тектонический план расположения складок; лишь возрос их радиус кривизны (они стали более пологими и охватывали в ряде случаев серию древних структур). В противоположность палеозойским они имеют резко выраженный конседиментационный характер и возникали последовательно в разное время, о чем можно судить по разрезу накопившихся отложений. Эта особенность свойственна и соседним структурно-фациальным зонам Средней Азии.

Резкое увеличение контрастности тектонических движений позволило В. Николаеву и Н. Синицыну высказать мысль, что мы имеем здесь дело с начальным процессом восстановления геосинклинального режима — точнее с активизацией молодой неокрепшей платформы. В послетриасовое время никакой интрузивной и гидротермальной деятельности в пределах изученной нами территории Кураминской зоны не проявилось*.

После краткого обзора истории развития Кураминской зоны, дающего общую канву этапов ее формирования, следует отметить те важные закономерности, которые характеризуют условия образования месторождений, в том числе глубин их формирования и дальнейшей эрозии.

Прежде всего обращает на себя внимание цикличность и ритмичность развития (с неповторимыми чертами внутри ритма): 1) колебательные движения (осадконакопление и эффузивная деятельность), 2) складчатость (внедрение интрузивов) и образование разломов и перемещения по ним (создание складчато-глыбовых горных сооружений), 3) относительный покой (пенепленизация гор) и вновь прогибание с повторением событий в той же последовательности.

Первые фазы (каледонской, а затем варискийской) складчатости несут все черты геосинклинальных складок с несильно сжатыми крыльями, а следующие имеют постепенные переходы в брахискладки, хотя местами относительно мелкие складки неотличимы от геосинклинальных по всей напряженности и характеру деформаций. Последнее имеет место только в прогибах, где не было крупных интрузивных массивов. Рубежом, после которого изменился тип складчатости, стал средний карбон с внедрившимися в это время громадными батолитовыми массивами.

* На территории, расположенной к юго-западу, — в Таджикской депрессии, Гиссарском и Ферганском хребтах, по сообщениям А. Попова и Р. Гольдштейна (1968), найдены гидротермальные альпийские (эоцен-четвертичные) жилы и зоны штоков, сложенные кварцем, кальцитом и арагонитом с флюоритом, реже гипсом и содержащие полиметаллы, ртуть, Мо, W, As, Ta, Sb, Bi, S и другие элементы.

вами кураминских гранодиоритов, консолидировавшими территорию зоны и придавшими ей после их застывания несминаемость. Это относится к зоне в целом и особенно к тем районам, в пределах которых разместились кураминские гранодиориты.

Другой особенностью является унаследованность плана складчатых деформаций вплоть до мезо-кайнозойской эпохи (см. рис. 14). Общее направление осей складок сохраняется, но складки как бы распрямляются, уменьшается их количество и они облекают большее число мелких складчатых структур.

Эффузивная деятельность проявлялась в период прогибания, в то время как интрузивная — в период воздымания территории, резких складчатых и глыбовых перемещений. Между интрузивной и эффузивной деятельностью нет преемственной взаимозависимости, так как состав тех и других независим. Так, например, кызылнурийская свита характеризуется очень однообразным кислым составом лав, в то время как комплекс интрузивных пород последнего тектоно-магматического цикла (5в) самый разнообразный и резко субщелочной. Более пестрым по виду, но также кислым составом лав характеризуется и оясайская свита, а соответствующий ей комплекс интрузивных пород (3в) имеет столь же значительное разнообразие. В то же время очень однообразному второму варисцийскому интрузивному комплексу соответствует весьма разнообразный состав эффузивов и их пирокластов, и так можно проследить по всей колонке (см. рис. 6). Это отличает Кураминскую зону от других территорий (например Северо-Востока Союза), где такая взаимосвязь намечается.

Вместе с тем отчетливо закономерное увеличение разнообразия пород от древних к молодым интрузивным комплексам, рост кислых и субщелочных разностей пород, при преемственности состава аксессуарных и других элементов, подчеркивает степень возрастающей дифференциации единого магматического бассейна. Об этом свидетельствует и гидротермальная деятельность, проявившаяся в верхнем карбоне и особенно в конце перми и обусловившая возникновение рудной минерализации.

Тектоника. Как было показано в геологическом очерке, складчатость в Кураминской зоне проявлялась несравненно большее число раз, чем в соседних с ней зонах. На приведенных схемах (см. рис. 8—14) видно, что оси складок подчеркивают дугообразное положение зоны, имея северо-восточное простирание осей на востоке, близширотное на меридиане г. Ленинабада и северо-западное в юго-западной оконечности Кураминского и Чаткальского хребтов. Этот план складчатости остается постоянным до конца ее развития (включая мезо-кайнозой). До первой половины среднего карбона включительно, т. е. времени внедрения батолитовых интрузивов первого варисцийского комплекса (1в), складчатость имела линейный геосинклинальный характер, однако ее напряженность была невелика. Углы падения крыльев этих складок едва достигали $40 \div 45^\circ$. Последующие деформации увеличили

их наклон до современного состояния. Все другие складчатые деформации в основном создали серии брахискладок. Особенно этому способствовало внедрение интрузивов (увеличивших жесткость зоны), а также складчатость предыдущих этапов развития и метаморфизм пород. К концу геосинклинального развития зоны особенно напряженной оказалась складчатость по ее периферии и прежде всего во внутренней части дуги, хребтах Каржан-Тау и Пскемском, расположенном восточнее, и в северной части Чаткальского хребта, где возник расходящийся веер складок (с центром на юге), в котором наблюдаются предельно сжатые — диапировые складки и складки со сложной ундуляцией осей, их дихотомическим ветвлением на серию дочерних, мелких складок, и иными усложнениями, а также развитием зон дробления, сопряженных с этой складчатостью (межслойные подвижки с расланцеванием пород, с брекчиями и милонитами и секущими нарушениями). Они контролируют размещение некоторых месторождений (Аурахмат, Кассан, Терек — приурочены к диапировым складкам, Бричмулла и др. — к сложным складкам скольжения с изгибом). Однако в целом для зоны роль складчатых структур в локализации месторождений невелика и составляет доли процента. Главное, решающее влияние на размещение и форму рудных тел имеют различные сочетания разломов. Их значение подчеркивалось многочисленными исследователями и показано при описании рудных полей различных месторождений.

Нами было отмечено, что по мере уменьшения роли складчатых деформаций от древних к молодым этапам развития роль разломов возрастала. При этом их расположение не зависит от положения складок — они наложены на них (см. рис. 14), как и трещиноватость пород.

Разломы разбивают территорию Кураминской зоны на серию полигональных блоков, специфику развития которых следует рассмотреть несколько подробнее. Разломы возникали в разное время. Достоверно их появление фиксируется с нижнего карбона, когда произошло резкое неравномерное флексурообразное прогибание, в процессе которого и возникла полоса северо-западных разломов — Кумбельский, Кенкольский и Арашанский. В среднем карбоне при образовании осадочно-эффузивной мынбулакской свиты они служили каналами трещинных излияний лав.

Собранный материал позволяет рассмотреть следующие взаимосвязи: 1) разломы и осадконакопление, включая эффузивную деятельность, 2) разломы и складчатость, 3) характер перемещений по разломам в разные этапы развития Кураминской зоны.

Анализ данных о соотношении разломов и образовании осадков показывает, что в процессе накопления осадков разломы либо не проявляли себя ничем, как, например, северо-восточная часть Кумбельского разлома, где наиболее полные разрезы шурабсайской свиты оказались одинаковыми по мощности и составу либо

по ним происходили резкие, но обычно небольшие перемещения, вследствие чего в одном из блоков выпадал тот или иной горизонт, тогда как вся остальная последовательность разреза сохранялась. Так, например, такое выпадение небольшой 100-метровой пачки фисташково-зеленых туфов из северо-западного блока Главного разлома было установлено нами и Я. и О. Каценбогенами при картировании рудного поля Кан-и-Мансур в хорошо стратифицированных и сопоставимых толщах пород оясайской свиты. Более крупное перемещение такого рода в процессе накопления кызылнуринской свиты было фиксировано нами и А. Уткиным (Кушнарев, 1958) на северо-восточной окраине южного склона Кураминского хребта по обе стороны от Кумбельского разлома. Здесь в юго-восточном блоке наблюдается полный разрез кызылнуринской свиты, состоящий из нижней пачки кварцевых порфиров мощностью 600 м, пачки конгломератов и других пород мощностью 150 м, а также лежащих на ней кварцевых порфиров 300—400 м мощности. В юго-западном блоке разлома нижняя пачка кварцевых порфиров полностью отсутствует и разрез начинается со второй пачки конгломератов и туфов с гальками кызылнуринских кварцевых порфиров, залегающих в средней части разреза соседнего блока. Мы объясняем это подъемом юго-западного блока пород по Кумбельскому разлому, его размывом до уровня соседнего блока (с образованием пачки конгломератов и туфов) и новым излиянием кварцевых порфиров на оба крыла разлома.

Вместе с тем нет данных, которые позволили бы говорить о плавном накоплении осадков синхронно с опускающимся блоком пород, в то время как находки вполне сопоставимых разрезов, характеризующих либо спокойное состояние разлома в период осадконакопления, либо нечастые скачкообразные перемещения, легко фиксируются во многих случаях.

Относительно роли разломов как каналов излияний центрального и трещинного типа мы уже говорили не раз в начале очерка.

В поле это отчетливо видно во многих местах, вплоть до переходов из жерловой фации в покровную. Это наблюдалось и в горных выработках на некоторых месторождениях. Около некоторых вулканических аппаратов отмечаются и более высокие мощности пород, извергавшихся из них.

Наиболее крупные перемещения по разломам обычно фиксируются в конце периода осадконакопления, когда происходит складчатость и по разломам внедряются интрузивы этого же тектоно-магматического комплекса. Такие перемещения происходят неоднократно, о чем можно судить по дроблению застывших в них даек и массивов, перемещению блоков и размыву более поднятых из них еще до начала образования новой, более молодой свиты, однако учесть амплитуду такого движения не всегда представляется возможным.

Имеются примеры разломов, которые были закупорены лавами, и дальнейшие подвижки их не коснулись. Такими разломами

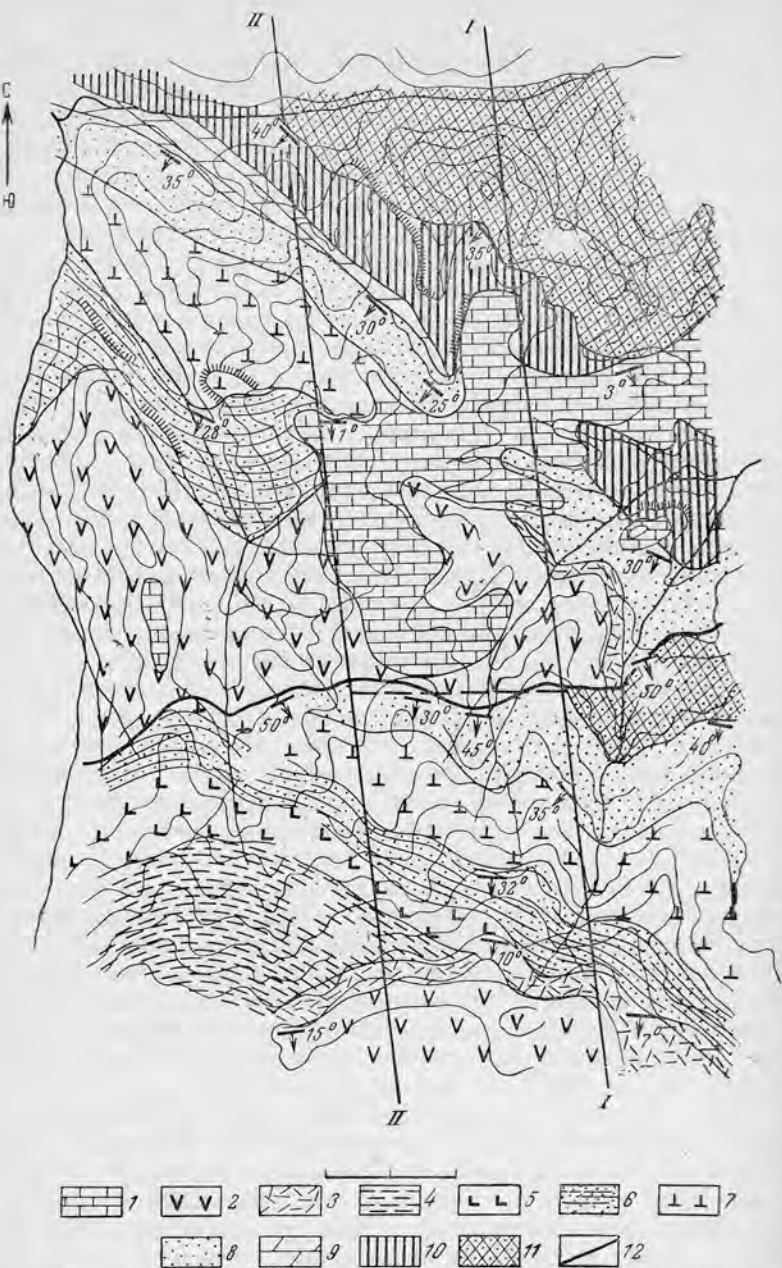


Рис. 15. Участок геологической карты района Карабузукского разлома
 1 — палеогеновые известняки; 2 — кызылнуринские кварцевые порфиры; 3 — туфы кызылнуринских кварцевых порфиров; 4 — эффузивно-осадочная пятая пачка шурабсайской свиты; 5 — порфириды и пирокласты с прослоями кислых пород (четвертая пачка шурабсайской свиты); 6 — песчаники и туфы третьей пачки шурабсайской свиты; 7 — порфириды и их пирокласты второй пачки шурабсайской свиты; 8 — базальные конгломераты и туфоконгломераты первой пачки шурабсайской свиты; 9—10 — желтовато-белые и светлые пятнистые фельзит-порфиры и сферолит-порфиры оясайской свиты; 11 — бурые порфириды и пирокласты акчинской свиты; 12 — Карабузукский разлом.

являются Беляутский, проходящий в юго-западной части Чаткальского хребта и выполненный лавами акчинской свиты, а также два небольших северо-восточных разлома у юго-западной оконечности Кураминского хребта, закупоренные лавами оясайской свиты. Однако большая часть разломов в заключительный, более бурный период развития с проявлением складчатых деформаций и внедрением интрузий вела себя активно. По некоторым из них имеется возможность установить амплитуды перемещений в каждый этап развития зоны, начиная с момента возникновения разлома, и его поведение в процессе осадкообразования и складчатости.

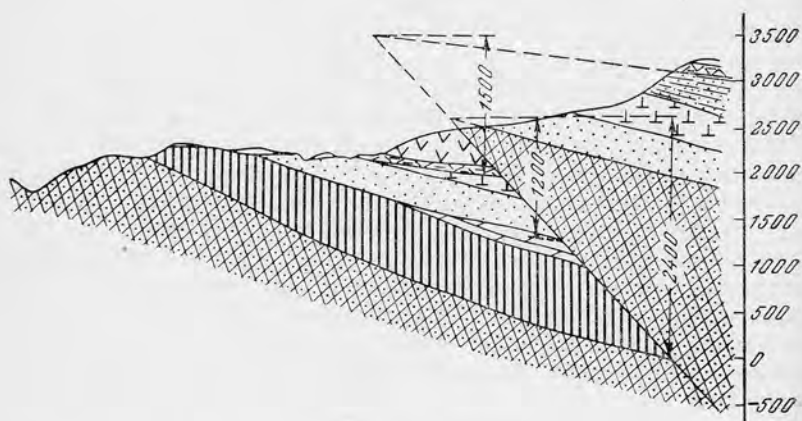
В качестве примера, имеющего методическое значение для определения времени появления и амплитуд перемещений по разломам в каждый из этапов развития, может быть приведен так называемый Карабузукский надвиг. Он имеет почти широтное (ВСВ) простираение и падает на юг под углом 50° . Разлом расположен в приосевой части северного склона Чаткальского хребта, непосредственно западнее Кумбельского разлома, ограничивающего его распространение на северо-восток. На юго-западе он ограничивается небольшим разломом, параллельным Кумбельскому, также падающим на северо-восток под углом $80-85^\circ$. Таким образом, оба эти разлома, четко фиксируют положение линии скольжения блоков пород по Карабузукскому разлому. Ею является линия скращения ограничивающих разломов с его плоскостью. Эта линия наклонена под углом около 80° в ту же северо-восточную сторону и сохраняет свое положение во все времена перемещений блоков по его поверхности, что упрощает расчеты и делает легко сопоставимыми результаты разновременных перемещений блоков пород.

На рис. 15, 16 хорошо видно, что в обоих блоках обнажается серия свит, лежащих с угловым и азимутальным несогласием друг на друге. Все они слагают крыло пологой синклинальной складки. Наиболее древней является акчинская свита, сложенная порфиритами без прослоев осадочных пород, на которую налегают флюидалные кварцевые порфиры оясайской свиты, падающие на юго-восток под углами $35-40^\circ$. С азимутальным и отчасти угловым несогласием на них залегают пачки перемежающихся осадочных и эффузивных пород шурабсайской свиты, падающих на юго-восток под углами от 35 до 30° . И, наконец, на разные горизонты этой свиты, срезая ее, ложатся туфы и флюидалные кварцевые порфиры кызылнуринской свиты, падающие в ту же сторону под углами $15-18^\circ$. Описанный разрез, кроме оясайской свиты, повторяется и в южном блоке.

Первое, что обращает на себя внимание, — неодинаковые видимые амплитуды перемещения контактов свит висячем (поднятом) блоке (см. рис. 16). От подошвы оясайской свиты до низов шурабсайской, считая что оясайская свита была только что смыта (т. е. беря минимальный вариант), превышение составляет 2400 м; по подошве шурабсайской свиты этот интервал (также

измеренный по линии скольжения) оказывается уже равным 1200 м, а для кызылнуринской — 1500 м. Минимально вероятное смещение палеогеновых известняков составит около 1400 м,

I-I



II-II

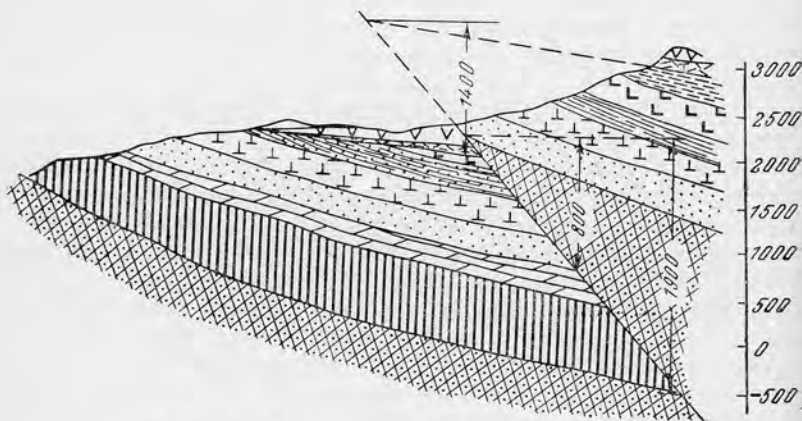


Рис. 16. Разрезы по линиям I—I и II—II
Условные обозначения см. на рис. 15

считая также, что они были смыты с южного блока разлома. При одном положении линии скольжения (при одноактном перемещении) такого резкого расхождения, которое можно объяснить неточностями расчетов и построений, уже нельзя представить и остается одно решение — считать, что были неоднократные

перемещения по разлому, который существовал до образования по крайней мере, шурабсайской свиты (возможно и оясайской).

Подробный анализ расшифровки и метод расчетов изложен нами в специальной главе (см. книгу — Вольфсон, Дюков, Кушнарев и др., 1960, стр. 218—224). В ней только уменьшен масштаб вдвое и для контрастности изменены названия пород нижней (акчинской) свиты (названия самих свит не приведены для облегчения текста); все основные элементы, необходимые для расчетов, сохранены полностью.

Анализ данных показывает, что было не менее трех перемещений. Самое раннее было после образования акчинской и оясайской свит и представляло собой взбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой взброса 1300 м и левым сдвигом 230 м. Второе произошло после образования шурабсайской свиты, но до кызылнуринской и являлось сбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой сброса 400 м и правым сдвигом 30 м. Заключительное, послекызылнуринское перемещение представляло собой вновь взбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой взброса 2100 м и левым сдвигом 250 м. Очевидно, вся или часть этой амплитуды приходится на послепалеогенное время, но так как в южном блоке эти отложения не сохранились, решить, какая это часть, нельзя.

Анализируя аналогичным образом перемещения по разломам, ограничивающим крупные и более мелкие блоки пород, и характер размещения толщ пород, можно получить важные сведения о блоковой тектонике и ее проявлении в разные этапы развития зоны. В качестве примера рассмотрим движение блоков, разделенных Башкызылсайским разломом (I), проходящим вблизи водораздельной части Чаткальского хребта, и Карабашским (II) и Акчисайским (III) разломами, падающими, как и первый, почти вертикально. Внутри центрального блока, в его северо-восточной части, расположена серия мелких разломов, несколько усложняющих, но не меняющих общую картину развития движений указанного блока пород относительно соседних блоков (рис. 17). В центральном и прилегающих блоках обнажаются породы акчинской свиты. Оясайская и сарысиунская свиты известны и в этом блоке, и в более северном, однако анализ данных показывает, что они были развиты и в южном блоке. Породы шурабсайской свиты отсутствуют в центральном блоке, но широко распространены в прилежащих блоках. Кызылнуринские отложения имеются только в северном блоке; незначительные останцы их сохранились в центральном блоке и их нет в южном, хотя палеогеографические данные показывают, что эта свита была развита во всем районе, в котором фиксируются многочисленные жерла кызылнуринских вулканов. Неподалеку, у Кумбельского разлома расположен так называемый Бабайтагский массив кварцевых порфиров, представляющий этмолит, краевые части которого, по существу, являются покровами, а в центральной его части расположены подводящие каналы крупного субвулканического

тела. Детальное изучение массива показало, что это типичный вулканический аппарат, из которого извергались кислые лавы и который затем служил местом внедрения еще более молодых кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров.

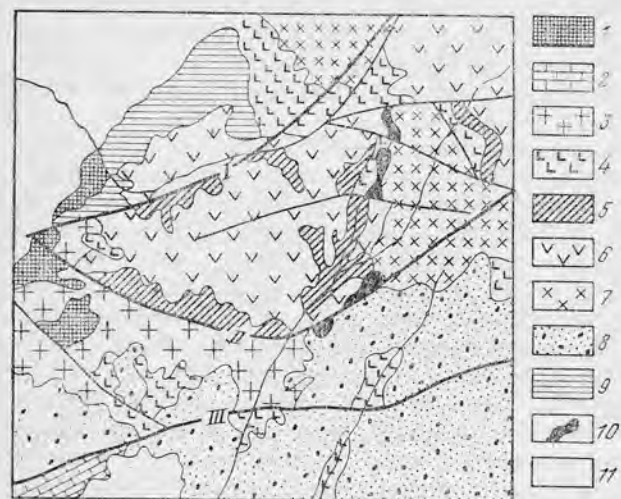


Рис. 17. Геологическое строение блоков пород, расчлененных Башкыл'sким и Карабашским разломами

1 — нижнепалеозойские ордовик-силурийские сланцы; 2 — нижнедевонские — нижнекарбонные обломочные и карбонатные отложения; 3 — гранодиориты Кураминского типа (1в); 4 — порфириды и пирокласты акчискской свиты; 5 — туфогонгломераты, туфопесчанники, туфы с прослоями яшм сарысионской свиты; 6 — светлые, пятнистые кварцевые порфиры и сферолит-порфиры оясайской свиты и их туфы; 7 — верхнекарбонные гранитоиды (3в); 8 — базальные конгломераты и лежащие выше дациты шурабсайской свиты; 9 — кызылнуринские кварцевые порфиры; 10 — верхнепермские — нижне-триасовые (?) гранитоиды (5в); 11 — мезо-кайнозойские отложения

фиры и сферолит-порфиры оясайской свиты и их туфы; 7 — верхнекарбонные гранитоиды (3в); 8 — базальные конгломераты и лежащие выше дациты шурабсайской свиты; 9 — кызылнуринские кварцевые порфиры; 10 — верхнепермские — нижне-триасовые (?) гранитоиды (5в); 11 — мезо-кайнозойские отложения

Из рис. 17 следует, что центральный блок испытывал неоднократные перемещения. Сохранность наиболее мощного разреза сарысионских и оясайских отложений (более 2,5 км мощности), по сравнению с соседними блоками, указывает на то, что он был опущен по этим разломам, возникшим, видимо, после накопления перечисленных свит, образующих пологую брахисинклиналь. В соседних блоках эти свиты были полностью или частично размыты. Породы шурабсайской свиты в центральном блоке отсутствуют, хотя сопоставление состава и мощностей толщ в соседних блоках и небольшое расстояние, разделяющее их (от 1 до 2,5 км), позволяют заключить, что эти отложения находились и в данном блоке, образуя крыло пологой антиклинали, но впоследствии были размыты. Иначе говоря, исходя из известной для этого района мощности шурабсайской свиты и характера ее дислоцированности, можно полагать, что из грабена этот блок превратился в горст высотой не менее 2 км.

После образования кызылнуринской свиты положение тектонических блоков представляло ступеньки лестницы, в которой самой нижней, опущенной, был северный блок, в котором сохранилась почти полная мощность этой свиты; более поднятым, примерно на высоту около 1 км, был центральный блок, в котором сохранились лишь останцы нижней части свиты, и еще выше был поднят

южный блок, где были размыты полностью породы этой свиты и значительная часть подстилающей ее шурабсайской свиты.

Следует отметить, что разломы, разделяющие территорию на три охарактеризованных блока, служили каналами для многочисленных излияний лав оясайской, шурабсайской и кызылнуринской свит и местом локализации даек и небольших массивов гранитоидов.

Можно было бы привести ряд других примеров перемещений блоков пород в различных вариациях для той или иной группы блоков, что так характерно для Кураминской зоны. Однако мы не видим в этом большой необходимости. На приведенном примере мы хотели лишь проиллюстрировать мобильность зоны, образование глыбовой горной страны после завершения осадкообразования и пологой брахиформной складчатости и, наконец, размыва части или всего разреза той или иной свиты или нескольких свит перед образованием новой серии осадков. Этим самым мы хотим подчеркнуть, что для определения глубины рудообразования нельзя суммировать мощности свит при расчетах того разреза, который был в том или ином тектоническом блоке, не зная его движений в разное время и характера складчатых структур, образованных этими породами. Одновременно следует подчеркнуть, что, называя разлом надвигом, сбросом или их комбинациями со сдвигом, всегда необходимо указывать, к какому времени относится это определение. Приведенные примеры отчетливо показывают, что направление перемещений в плоскости разломов во времени не раз менялось.

Общая характеристика рудоносности Кураминской зоны. В пределах рассматриваемой рудной провинции следует выделять две резко разновозрастные группы гидротермальных образований: донжнепермскую (верхнекарбоновую) и верхнепермскую — нижнетриасовую(?).

К первой группе относятся безрудные кварц-турмалиновые жилы и зоны дробленых окварцованных, алунитизированных и серицитизированных пород; ко второй — весьма разнообразные месторождения и рудопоявления свинца, цинка, меди, серебра, мышьяка, висмута, молибдена, вольфрама, золота, олова и других металлов (табл. 3). Среди них преобладают свинцово-цинковые руды, а также золото-кварцевые жилы, число которых возросло в связи с переопробованием безрудных кварцевых жил (Баймухамедов и др., 1963).

Кварц-турмалиновые жилы распространены в небольшом количестве лишь в кураминских среднекарбовых гранитоидах гор Могол-Тау и южном склоне юго-западного окончания Кураминского хребта. Галька этих жил была обнаружена Ф. Вольфсоном, И. Островским, Ю. Араповым и многими другими геологами в базальных конгломератах, впоследствии отнесенных к шурабсайской свите (P_1). Более четкие возрастные границы имеют зоны окварцевания, алунитизации и серицитизации. Они широко

Главнейшие минеральные ассоциации	Температура образования
Грейзены с незначительным количеством молибденита, магнетита, пирита, халькопирита и других сульфидов	Высокотемпературные
Скарново-магнетитовые	То же
Скарново-свинцово-цинковые	» » }
Скарново-шеелитовые	» » }
Скарново-молибденитовые	» » }
Кварц-золоторудные	» »
Кварц-молибденитовые	» »
Кварц-касситеритовые с вольфрамитом	» »
Арсенопирит-галенит-сфалеритовые	Высокотемпературные, переходные к среднетемпературным
Кварц-халькопиритовые и кварц-халькопирит-висмутовые	Среднетемпературные
Кварц-гематитовые и кварц-гематит-баритовые и гематитовые	То же
Галенит-сфалеритовые а) сплошных сульфидных руд	Среднетемпературные, переходящие в низкотемпературные
б) кварцевые и кварц-баритовые	
Флюоритовые, кварц-флюоритовые, карбонат-флюоритовые с небольшим развитием галенит-сфалеритового оруденения	Низкотемпературные
Безрудные кварцевые и кальцитовые	То же

распространены в Каржан-Тау, северном склоне Чаткальского хребта, юго-западной части Кураминского хребта и менее в остальной части зоны. Нами было установлено, что эти минеральные образования залегают только в донижнепермских породах (оясайской и более древних свитах) и непосредственно перекрываются фаунистически охарактеризованными нижнепермскими базальными конгломератами, в которых наблюдается галька алунитизированных пород. Это отчетливо видно в низовьях правобережья р. Аксак-ата вблизи контакта палеозойских и меловых отложений. Зоны алунитизированных и серицитизированных пород рассматриваются как продукт поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельности, проявившейся вдоль разломов.

Вторая группа гидротермальных образований, с которой связаны все рудные богатства Кураминской зоны, имеет самое широкое развитие. В соответствии с общепринятой классификацией среди них могут быть выделены высокотемпературные грейзеновые, скарновые и собственно гидротермальные, преимущественно жильные, месторождения широкого диапазона тем-

явления Кураминской зоны

Форма рудных тел	Примечание
Минерализованные зоны дробления	Развиты крайне редко
Пластообразные залежи, линзы, столбы	Сравнительно широко развиты переходные разности
Пластообразные залежи и линзы	То же
Жилы Жилы, штокверки Жилы	Развиты слабо
Жилы, зоны вкрапленников и трубы в известняках Жилы и штокверки	
Штокверки и жилы	Развиты широко
а) Жилы, плитообразные тела и жиллообразные зоны вкрапленников	Одна ассоциация переходит в другую
б) Жилы и реже зоны штокверковых и вкрапленных руд	Встречаются редко
Жилы, редко сложные седловидные залежи в ядрах диапировых складок	Распространены широко
Жилы, редко штокверки	Сравнительно-распространенные

ператур образования (от высоко- до низкотемпературных — см. табл. 3).

Наиболее редко встречаются зоны грейзенизации, в которых отмечаются небольшие количества молибденита, магнетита, пирита, халькопирита, сфалерита и крайне редко вольфрамит. Практического значения они не имеют. Широким распространением пользуются скарновые месторождения и рудопроявления. С ними связаны магнетитовые, молибденитовые, шеелитовые и свинцово-цинковые руды. Возраст их определяется тем, что некоторые из них либо пересекают наиболее молодые интрузивные образования (5v), либо целиком залегают в них (скарново-магнетитовые залежи Чокадамбулака, шеелит-молибденитовые скарны Чорух-дайрона и др.). Поэтому они относятся к верхнепермским — нижнетриасовым (?) геосинклинальным образованиям, поскольку в мезо-кайнозойских платформенных отложениях никакой гидротермальной минерализации не обнаружено.

Самым широким распространением пользуются гидротермальные месторождения и рудопроявления, представленные большим

количеством весьма разнообразных сочетаний минеральных комплексов, входящих в состав жил и различных рудных залежей. Среди гидротермальной группы месторождений наиболее распространены массивные свинцово-цинковые и кварцевые, кварц-баритовые и реже кварц-карбонатные жилы с сульфидами свинца, цинка, железа, менее меди и других элементов. Второе место, пожалуй, занимают кварц-пирит-халькопиритовые жилы и жилки, создающие штокверки, подобные широко известному Алмалыкскому месторождению. В этом типе минерализации выделяются кварц-халькопиритовые жилы с самородным висмутом (например, Адрасман). Следующими в порядке распространенности следует указать кварц-гематитовые, кварц-гематит-баритовые и гематитовые прожилки, особенно широко развитые в Каржан-Тау и Восточном Кармазаре, флюоритовые, кварц-флюоритовые и реже карбонатно-флюоритовые месторождения и рудопроявления с очень небольшим развитием в них галенита, сфалерита, халькопирита. К мало распространенным относятся кварц-арсенопиритовые жилы с пиритом, галенитом и сфалеритом, менее халькопиритом и некоторыми другими второстепенными минералами.

О возрасте многочисленных разновидностей жил, залежей и зон штокверков можно судить по пересечению ими молодых интрузивных образований и всех эффузивных верхнепалеозойских свит, а также по данным абсолютного возраста руд и околорудных изменений (зоны серицитизации — 260 млн. лет). Гидротермальные рудные образования не встречаются в мезокайнозойских отложениях и, наоборот, их окатанные обломки часто находили в конгломератах меловых толщ.

Многие геологи (А. Королев, Ф. Вольфсон, Е. Сонюшкин, автор работы и др.) считают, что все скарново-рудные и собственно гидротермальные месторождения и рудопроявления представляют собой стадии единого последовательного развивающегося гидротермального процесса, завершающего верхнепермско-нижнетриасовую (?) магматическую деятельность. Эту точку зрения подтверждают:

1) размещение разнообразных месторождений и рудопроявлений в наиболее молодых свитах (шурабсайской и кызылнуринской) и в прорывающих их гранитоидах (5v), в том числе в дайках регионального распространения (кислых и основных). Верхней возрастной границей эндогенной минерализации являются нижне- и среднеюрские угленосные отложения; последние не пересекаются ни дайками, ни рудными жилами;

2) строгая последовательность в появлении типов минерализации от высокотемпературных к низкотемпературным; нет ни одного случая, когда низкотемпературная минерализация пересекалась бы высокотемпературной, что можно было бы рассматривать как доказательство резко разновозрастных этапов или эпох рудообразования; не имеется ни одного месторождения или рудопроявления, которое прорывалось бы массивами (или

их апофизами) одного из выделенных интрузивных комплексов;

3) одинаковый состав и последовательность образования минералов, в однотипных месторождениях вне зависимости от возраста и состава вмещающих пород;

4) наличие в одинаковых минералах, развитых в месторождениях различных типов, одних и тех же элементов-примесей Cd, In, Ag и др. (хотя содержания их могут меняться);

5) отсутствие в базальных конгломератах одновозрастных палеозойских свит галек, содержащих руды рассмотренных месторождений (см. табл. 3). Имеется лишь единственное указание В. Арапова и В. Базиля (1959) о находках в районе Такели и Чокадамбулака в базальных конгломератах шурабсайской свиты (Р₁) окатанных галек скарнов и магнетита, сходных со скарнами Чокадамбулака, на основании чего ими был сделан вывод о донижнепермском возрасте таких скарнов. Эти данные и результаты более детальных исследований, проведенных В. Н. Левиным, приведены в нашей статье (Кушнарев, 1961). Они показали, что такие гальки развиты только вблизи залежей скарнов. Причем скарновые минералы (волластонит и др.) нарастают перпендикулярно их поверхностям. Были обнаружены тонкие жилки гранат-пироксеновых скарнов, секущие цемент этих конгломератов. Полученные данные свидетельствуют об избирательном метасоматозе галек известняков после образования базальной пачки нижнепермских конгломератов и тем самым отвергают трактовку донижнепермской скарново-магнетитовой минерализации. Кроме того, в районе Чокадамбулака В. Левиным было установлено, что скарново-магнетитовая залежь пересекает кварцевые порфиры кызылнуринского типа, т. е. породы пятого интрузивного комплекса (5v).

Однако такого мнения о возрасте промышленной минерализации Кураминской зоны придерживаются не все исследователи. Так, Х. Абдуллаев, Т. Мацокина и другие (1958) считают, что с каждым интрузивным комплексом пород связан тот или иной ряд указанных выше типов руд (от высокотемпературных скарновых до низкотемпературных жильных). При этом месторождения и рудопроявления, совершенно одинаковые по составу и другим признакам, но залегающие в породах разного возраста, относятся ими к производным последовательных интрузивных комплексов. Сходство минерального состава и одинаковое положение в последовательном ряду других типов месторождений они объясняют унаследованностью магматизма и рудообразования в разные этапы развития зоны. Конкретных доказательств правильности этой точки зрения указанные геологи не приводят и все решение вопроса они сводят к соотношению даек и оруденения.

Нами совместно с А. Уткиным еще в 1956 г. в бассейне Чаркасара (южный склон СВ оконечности Кураминского хребта) наблюдалось, как одна и та же жила сечет дайку диабаз и рядом же

пересекается другой диабазовой дайкой, секущей и первую. С тем, что в комплексе самых молодых даек регионального распространения (5v) имеется два типа разновозрастных даек, согласны почти все, а некоторые исследователи даже считают, что имеется три поколения очень близких по составу (часто не отличимых под микроскопом) диабазовых даек. Так, например, Ю. Аверин (1960) выделяет три группы последовательно появившихся даек диабазовых порфириров, относящихся к последнему (5v) тектономагматическому комплексу (дайкам регионального распространения), из коих две являются доскарновыми, а третья послескарновая, но дорудная по отношению к кварц-золотоносным жилам.

Исключительно убедительный материал о доскарновом возрасте даек диабазовых порфириров привел В. Тарасов (1961) по скарново-магнетитовым и скарново-полиметаллическим месторождениям (Курсаю, Такели, Туранглы и др.). Им даже установлена зональность в околорудных изменениях этих даек, что позволяет говорить о направлении потока гидротермальных растворов. В то же время все указанные типы скарновых месторождений (вместе с кварц-золоторудными жилами) Х. Абдуллаев, О. Горьковой и другие (1958) относят к додайковым образованиям.

Во многих отмеченных выше работах обсуждается относительный возраст диабазовых даек и оруденения. При этом отмечается единодушно, что жильная, собственно гидротермальная, минерализация (за исключением кварцево-золотой, мнения по которой расходятся), а также скарново-молибденитовая и шеелитовая относятся к последайковым образованиям.

По нашему мнению, как бы ни был решен спор о дайках и оруденении, он не является принципиальным, поскольку не решает главного вопроса — насколько далеко вглубь по возрастной шкале могут быть опущены те месторождения, которые секутся этими дайками.

Существующий фактический материал позволяет считать, что вся эндогенная рудная минерализация Кураминской зоны возникла в верхнепермский — нижнетриасовый (?) заключительный этап геосинклинального ее развития. Она завершила интрузивную деятельность и сформировалась после внедрения всех интрузивных пород. Последовательное образование различных типов руд — от высоко- к низкотемпературным — подчеркивает единство процесса рудообразования.

Определению возраста месторождений мы придаем большое значение, поскольку от правильного его решения зависит установление закономерностей размещения эндогенных месторождений и глубин их формирования, связь оруденения с соответствующими интрузивными комплексами пород и тектоническими структурами.

Основные выводы. Краткий обзор геологического строения и развития Кураминской структурно-фациальной зоны позволяет сделать следующие выводы.

1. Кураминская зона по характеру геотектонического развития представляет собой типичную эвгеосинклиналь (интрагеоантиклиналь по В. Белоусову). Окончательное ее обособление в самостоятельную структурно-фациальную зону произошло в конце силура — начале девона во время каледонской складчатости, сопровождавшейся появлением куполовидного поднятия и внедрения кислых и основных пород. В соседних миеосинклиналях (Чаткало-Нарынской и Фергано-Кокшаальской зонах) каледонская складчатость и интрузивная деятельность не проявились.

2. Первая крупная трансгрессия, длительно развивавшаяся в нижнем и среднем девоне и сопровождавшаяся накоплением осадочных обломочных и вулканогенных толщ, привела в верхнем девоне к созданию единого морского бассейна, в котором в Кураминской и соседних зонах до конца визе происходило накопление карбонатных осадков.

3. Грандиозная эффузивная деятельность, приведшая к накоплению осадков местами большой мощности, продолжалась с конца нижнего карбона — намюра до начала триаса, прерываясь фазами складчатости и сопутствующими им преобразованиями поверхности. Во время развития вулканической деятельности намечается некоторая циклическая изменчивость состава лав: в силуре лавы преимущественно кислые, нижнем-среднем девоне — средние (дацитовые), в нижнем и среднем карбоне (в мынбулакской и акчинской свитах) в равной мере развиты кислые и основные эффузивы, в конце среднего и в верхнем карбоне (в сарысипунской и оясайской свитах) — кислые эффузивы и их пирокласты, в перми преобладают основные, менее развиты средние и относительно редки кислые и, наконец, в верхней перми — вновь кислые лавы.

4. Каледонская и первая варисийская (среднекарбоновая) фазы характеризуются типичной геосинклинальной складчатостью, все последующие из-за увеличения жесткости (несминаемости) зоны — брахиформной. Общий план складчатости сохраняется все время, вплоть до расположения платформенных конседиментационных складок мезо-кайнозойского возраста. Неоднократное проявление складчатости фиксируется угловыми несогласиями между свитами.

5. Особенно резкое возрастание жесткости зоны связано с внедрением среднекарбонных батолитовых интрузивов в ядра крупных антиклиналей, что привело к значительному увеличению роли разломов взамен затухающей складчатости к концу геосинклинального ее развития (к началу триаса).

6. Достоверное появление разломов датируется концом визейского — началом намюрского века. В это время вблизи восточной границы Кураминской зоны вследствие перерастания флексуобразного изгиба коры в разрыв возникли конседиментационные глубинные северо-западные разломы (Кумбельский, Кенкольский и Арашанский). Все последующие разломы сопровождали складчатость, однако их размещение не зависело от положения

брахискладок, поскольку напряженность складчатости была незначительной. Многие разломы в различные палеозойские этапы развития зоны служили каналами неоднократных излияний лав трещинного и центрального типа; меньшая их часть была залечена («запаяна») этими лавами.

7. Возникновение складчато-глыбовых горных сооружений в конце каждого тектоно-магматического этапа развития и их размыв (обычно до стадии пенеплена) приводили к выпадению из разрезом поднятых блоков ряда свит или их частей перед накоплением новой свиты; характер блоковых перемещений в разные этапы развития зоны менялся, как и амплитуды их перемещений.

8. Интрузивы внедрились в процессе складчато-глыбовых деформаций (за исключением предсарысунских), образуя серию интрузивных комплексов пород. Их разнообразие возрастало от более древних к молодым комплексам при непрерывном увеличении роли кислых и субщелочных их разностей. Не наблюдается корреляции между составом пород интрузивных комплексов и составом эффузивных свит того же самого тектоно-магматического этапа развития зоны, а также интенсивностью развития эффузивной и интрузивной деятельности. Размещение интрузивов каледонского и первого варисийского комплекса в основном определялось складчатостью; всех остальных — разломами.

9. Гидротермальная деятельность сопровождала лишь третий, (верхнекарбонный) и пятый (верхнепермский) интрузивные комплексы пород, причем последняя была значительно мощнее и продуктивнее; ей обязаны практически все рудные богатства Кураминской зоны.

10. Наступление с триаса платформенного (послерудного) периода развития зоны с континентальным, а с нижней юры лагунно-континентальным режимом осадконакопления, который сменился на значительной части зоны морским в палеогене и вновь лагунно-континентальным в его конце и в неоген-четвертичном периоде, сопровождалось резким расчленением зоны на горные поднятия и межгорные прогибы с четкой конседиментационной складчатостью. Дугообразное вспучивание хребтов, усложненное крупными блоковыми перемещениями по палеозойским и вновь возникшим альпийским разломам, и размыв этих сооружений уже к концу последнего этапа развития создали скульптурный облик, близкий к облику современной Азии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА И МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ КАРТ ЭРОЗИОННЫХ СРЕЗОВ

Главнейшими отправными пунктами всех металлогенических построений и иллюстрирующих их карт являлись: 1) особенности магматизма, или магматическая специализация, 2) тектоника (с широким диапазоном ее понимания — от геотектонического районирования до образования складок и трещиноватости),

3) состав вмещающих пород, 4) генетический тип руд и их промышленная ценность, а также ряд мелких специфических факторов, имеющих местное значение. Решающее влияние в размещении эндогенных месторождений С. Смирнов придавал первым двум факторам — магматизму и типу геотектонического развития территории. Эти положения разделяют все геологи. Различия взглядов в основном сосредоточены на разной оценке роли магматизма. Одни отводят ему незначительную роль источника тепла, активизирующего перемещение вод и их растворяющую способность в перераспределении рудных компонентов, заключенных в породах. Другие связывают с каждым интрузивным комплексом набор всех типов эндогенных образований, завершающих развитие каждого интрузивного комплекса, развитого в геосинклинальной зоне. По Ю. Билибину (1955) в каждой такой геосинклинальной зоне может быть до пяти этапов развития со своим магматизмом и определенным набором осадочных формаций, характеризующих каждый из этапов ее развития. Обычно же таких этапов, по его мнению, бывает не менее трех. Наконец, третья группа геологов считает, что рудоносным является лишь последний интрузивный комплекс пород, завершающий геосинклинальное развитие зоны. Эти геологи обычно отрицают сколько-нибудь существенное значение эффузивов в образовании гидротермальных месторождений, тогда как остальные относятся к этому по-разному, иногда придавая ему очень большое значение в формировании гидротермальной промышленной минерализации.

Менее принципиальны отличия во взглядах на роль структурных факторов в локализации руд; они больше относятся к трактовке геотектонических основ районирования и их роли, чем к оценке значения структур, влияющих на форму рудных тел и размещение месторождений.

Все сказанное относится к арсеналу известных методов и идей, заложенных в металлогенических картах и пояснительном тексте к ним. Масштаб таких карт редко превышает 1 : 500 000 и 1 : 200 000. Более детальные карты (от 1 : 100 000 до 1 : 25 000) единичны, а детальные — 1 : 25 000 и крупнее — не известны. Все рекомендации по их составлению сводятся к тому, что к обычной геологической карте (иногда слегка схематизированной) добавляются некоторые новые геологические данные (изогипсы поверхности интрузивных массивов, типы зон контактового метаморфизма, состав и структура этих пород, форма рудных тел в угрированном виде, поскольку масштаб карты не позволяет показать ее иначе, металлические элементы и их значение в составе руд, минеральный состав или тип формации и многие другие). Такая, более чем удвоенная нагрузка основной карты не может быть иллюстрацией к соответствующей металлогенической работе; она как бы стремится заменить ее, становится тяжелой по легенде и весьма трудно читаемой. В ней среди второстепенных и просто ничего не определяющих признаков теряются основные факторы,

действительно влиявшие на образование и размещение месторождений.

Несомненно, перед детальными картами и пояснительными текстами к ним стоят и более конкретные и сложные задачи (оценка перспектив поисков руд определенных металлов и их свойств, оценка перспектив найденных объектов, расширение сырьевой базы действующих предприятий, выявление геохимических особенностей территории в целом и отдельных ее блоков или районов, поясов, установление новых поисково-оценочных критериев и методов поисков, применительно к развитой минерализации и природным и геологическим особенностям развития и строения этой территории).

По нашему мнению, на основной карте должны быть показаны:

1) ведущие структурные элементы, которые определяют размещение месторождений (разломы и оси складок с их виргациями, изгибами, погружениями замков);

2) интрузивы, близкие по возрасту к рудной минерализации;

3) эндогенные месторождения, изображенные по выбранной легенде;

4) глубины послерудной эрозии района в виде изогипс с закрашенной интервалов между ними по выбранной легенде (с сохранением принципа показа глубоко эродированных интервалов более темными тонами, чем менее эродированных).

На отдельных картах или бланковках того же масштаба следует изображать результаты различных геофизических исследований, данные шлихового опробования и т. д.

Мы не намерены разбирать различные рекомендации такого рода и лишь упоминаем о них, чтобы отвести возможные упреки в наш адрес о необходимости этих материалов. Следует отметить, что из всего перечисленного такой важный элемент, как глубина послерудной эрозии, еще не нашел отражения на металлогенических картах, за исключением карты, составленной нами в 1960 г.

Обзор основных геологических проблем, подлежащих решению при составлении карт эрозионных срезов, и определение некоторых понятий. Как уже отмечалось нами ранее, знание, насколько глубоко распространилась послерудная эрозия, имеет первостепенное значение, поскольку, каких бы существующих взглядов мы не придерживались на глубины распространения руд, отсутствие руд на поверхности может быть как следствием их полного размыва, так и незначительной эрозии, не достигшей верхних частей рудных месторождений. Это далеко не безразлично для перспективной оценки таких территорий, не говоря уже о тех участках, где руды выявлены и разрабатываются. Определение возможных глубин их распространения для оценки сырьевой базы важно в практическом и научном отношении.

Именно поэтому глубинам эрозии мы придаем такое же значение, как магматизму, типу геотектонического развития и структурным факторам (разломам, складкам и их сочетаниям).

Карта эрозионных срезов позволяет выявить не только сообщества руд, характерные для определенных интервалов глубин, и определить тот интервал глубин, который благоприятен для образования скоплений рудных и нерудных минералов, используемых промышленностью, но и установить давление — важный физико-химический параметр, который наравне с температурой и концентрацией веществ, участвующих в реакциях, влияет на основные условия образования руд.

Во избежание недоразумений следует прежде всего дать определения, которыми мы в дальнейшем будем пользоваться.

Нулевая поверхность — поверхность Земли, которая существовала в тот отрезок времени, в течение которого формировалось то или иное геологическое образование (месторождение, интрузивы определенного состава и т. д.). Судя по имеющимся данным (прямым и косвенным), этот отрезок времени невелик, и положение такой поверхности можно считать относительно стабильным.

Глубина эрозионного среза — расстояние от нулевой поверхности до выхода геологического тела на современную дневную поверхность. Глубина эрозионного среза определяется по перпендикуляру к среднему положению нулевой поверхности на данном участке.

Из предыдущего изложения видно, что мы не считаем возможным принять в расчет современную поверхность, от которой отсчитывается степень эрозии батолитов, как это делает В. Эммонс, а также определение расположения месторождений относительно батолитовых массивов, обладающих сложной поверхностью, и неизвестным положением поверхности Земли того времени. Иначе говоря, мы не можем ориентироваться на положение этих случайных и сложных поверхностей по различным причинам, изложенным ранее (см. I главу), и прежде всего потому, что они не отражают положение прежней поверхности Земли, без знания которого вообще нельзя говорить о глубинах формирования тех или иных геологических тел, современных ей. Поэтому перед составлением карты эрозионных срезов необходимо уточнить время, для которого надо выяснить положение нулевой поверхности и ее геоморфологический облик.

В начале данного очерка мы отметили, что вопрос возраста руд и их связи с интрузивами различными школами геологов решается по-разному. Не вступая в дискуссию, следует отметить, что те, кто считает, что с каждым интрузивным комплексом связан тот или иной набор типов рудных месторождений, обязаны для каждого такого отрезка времени строить отдельную карту эрозионных срезов и выявлять закономерности размещения месторождений данного тектоно-магматического цикла.

Из приведенного фактического материала следует, что в Кураминской зоне имеется два этапа гидротермальной деятельности: верхнекарбонный (донижнепермский) и верхнепермский —

нижнетриасовый (?), который далее для краткости мы будем именовать верхнепермским. Для последнего этапа мы и построили карту эрозионных срезов.

При выяснении геоморфологического облика и положения поверхности, соответствующей времени рудообразования в современных координатах, мы учитывали особенности развития зоны в их конкретном выражении в каждом районе и тектоническом блоке. Весьма выигрышной стороной этой работы является то, что она позволяет произвести синтез всех геологических и геоморфологических данных, воплощая их графически в карте эрозионных срезов. Несомненно, выявление положения этой прежней поверхности — задача нелегкая, но весьма увлекательная и важная.

Очевидно, такая задача может быть выполнена только в хорошо изученном районе и, как показал наш опыт, с допустимой точностью в масштабе 1 : 100 000 и детальнее.

Следует заметить, что чем древнее тектоно-магматический этап развития и чем больше эта территория претерпела изменений, тем труднее реставрировать морфологию и положение древней поверхности Земли, поскольку не всегда конкретные результаты этих преобразований поддаются выяснению с необходимой убедительностью, особенно для небольших территорий (отдельных блоков), если даже установить несколько заниженные требования для масштаба составляемой карты.

Методика составления карты эрозионных срезов. Для составления карты эрозионных срезов необходимо иметь следующие основные материалы: 1) геологическую карту изучаемой территории, являющуюся основой работы; она должна иметь масштаб не мельче 1 : 100 000 (лучше 1 : 50 000) с горизонталями рельефа через 50—100 м; 2) топографическую карту того же масштаба, с теми же (разреженными или полностью нанесенными) горизонталями; 3) разрезы к геологической карте в том же масштабе (их количество рассмотрим позже); 4) схемы размещения мощностей различных, залегающих несогласно друг на друге, свит (на бланковках, позволяющих ориентироваться при дальнейшей работе над картой); 5) данные о складках в различных толщах и наиболее полные сведения об амплитудах перемещений по разломам в разные этапы их развития, времени формирования массивов интрузивных пород и другие геологические сведения, в том числе о составе толщ, позволяющие судить об условиях осадконакопления и палеогеографических условиях того времени, для которого необходимо установить положение и морфологию искомой поверхности.

Иначе говоря, требуются многочисленные сведения по геологическому строению и развитию территории, которыми в полной мере могут располагать лишь геологи, занимавшиеся геологической съемкой и детальным изучением перечисленных вопросов. Если ставится задача металлогенического характера, то необходим кадастр месторождений и рудопоявлений с детальной их привязкой и уверенными данными относительно их возраста,

особенно если минерализацию связывают с различными тектоно-магматическими этапами развития зоны.

В соответствии с указанным ранее содержанием карты эрозионных срезов, на топографическую основу того же масштаба, что и геологическая карта, переносят положение всех разломов (с разделением их на дорудные и послерудные) и всех массивов интрузивных горных пород, которые относятся к тому же тектоно-магматическому комплексу, что и рудные эндогенные месторождения и рудопроявления. Положения рудных объектов на эту карту пока наносить не следует, ибо они будут мешать работе по изображению изолиний глубин эрозии и ряду дополнительных построений. Поскольку, как было указано в геологическом очерке, рудные месторождения зоны завершают магматический процесс и нет никаких данных, что они ассоциируются пространственно или, более того, связаны генетически с определенным типом интрузивов данного комплекса, мы не считали необходимым на этой карте показывать петрографические разновидности пород этого комплекса и изображали их по укрупненным группам (кислые, щелочные и субщелочные, а также основные породы), показав их соответствующими значками. Последние также следует наносить после проведения изолиний эрозионных срезов, имея в виду ту же необходимость разгрузки чернового варианта карты от лишних обозначений.

Проведя такую предварительную подготовку, мы приступили к основной части работы по выяснению положения верхнепермской поверхности Земли, современной рудообразованию, и определению глубин ее эрозии за мезо-кайнозойское время. Этот этап работы начинается с составления разрезов с показом на них положения нулевой поверхности. Совершенно очевидно, что это наиболее легко осуществимо для тех блоков или площадей, на которых сохранились верхнепермские (кызылнуринские) отложения. Современное положение этой свиты отражает все те деформации, которые она претерпела с конца ее образования до настоящего времени. В этом случае необходимо было учесть лишь размещение мощностей кызылнуринской свиты, что помогает сделать схема их размещения (см. рис. 13), составленная на основе анализа геологических данных по всей территории Кураминской зоны. При этом за нулевую искомую поверхность нами принимается самый верхний горизонт этой свиты, поскольку незначительный и неравномерный размыв кызылнуринских отложений за сравнительно короткий период образования руд при спокойном платформенном режиме того времени был небольшим, не превышающим неизбежных ошибок, связанных как с определением вероятных мощностей самой свиты, так и складчатых и глыбовых перемещений блоков по разломам. Такие районы, в которых эта свита сохранилась от размыва, где всевозможные интерполяции и экстраполяции были минимальными, составляют $\frac{1}{4}$ всей изученной нами территории Кураминской зоны. Такая благоприятная обстановка

встречается не часто в других нам известных районах, где подобная работа могла бы быть эффективно выполнена.

В тех районах или тектонических блоках, где кызылнуринские отложения отсутствуют, для установления нулевой поверхности был выполнен тщательный анализ всех данных: изменение фации и мощностей свит и их размещение в пространстве, время заложения разломов, амплитуды и направление перемещений блоков пород по разломам в разные этапы развития зоны и особенности строения складок с учетом жесткости блоков пород.

При этом мы придерживались принципа «от простого к сложному». Вначале нулевая поверхность определялась в тех блоках или частях их, где она выявлялась с относительно большей легкостью, затем переходили к более трудным. «Тяжелые» блоки анализировались в самом конце, когда нулевая поверхность соседних районов уже была определена.

Основой для выявления нулевой поверхности являются геологические разрезы. Их количество и направление определялись в каждом конкретном случае самим геологом с тем расчетом, чтобы по ним можно было установить элементы залегания нулевой поверхности, ее высотное положение относительно современной Земной поверхности и все те перемещения, которые она испытала по всем изображенным на геологической карте разломам.

Составляя разрезы, секущие район в самых различных направлениях, не следует забывать, что они должны быть построены на точных профилях с обязательной проверкой соответствия разрезов в местах их пересечения для устранения частой ошибки геологов, привыкших к вольному изображению, скорее, идеи строения, чем к стремлению показать истинную структуру района. В таких пересекающихся разрезах высотные отметки искомой поверхности должны совпадать.

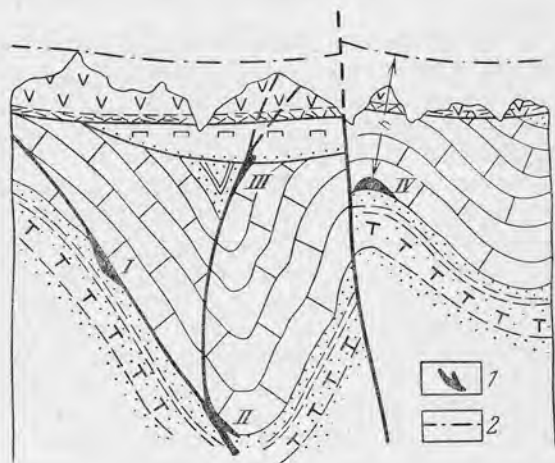
Блоковая структура и ее ведущее значение, особенно в последние этапы развития Кураминской зоны, являются наиболее яркой чертой геологического строения зоны. Эта черта свойственна не только ей, но и многим другим рудным провинциям мира. Указанная особенность приводит к тому, что выяснение положения нулевой поверхности для отдельных блоков является делом сложным и сугубо условным, базирующимся лишь на ряде косвенных данных.

В ряде случаев при расчетах глубин формирования отдельных месторождений не только не учитывается характер сложного блокового строения и развития рудоносной зоны (вследствие чего отдельные свиты или их части не сохранились к моменту оруденения), но почти всегда не берутся в расчет складчатые деформации и несогласия между свитами. Для выяснения их роли приведем простой пример. На рис. 18 видно, что однотипные месторождения *I*, *II*, *IV* приурочены к одному стратиграфическому горизонту, а глубина их формирования разная. В то же время месторождение *IV*, имея одинаковую с месторождением *III* глубину формирования,

будет занимать иное положение в стратиграфической колонке, и соответственно мощности свит для этих месторождений окажутся разными. Отсюда следует, что глубину формирования месторождений (h) нельзя определять путем суммирования мощностей свит (т. е. по стратиграфической мощности).

По изложенным выше причинам нельзя также оценивать глубину формирования месторождений, в зависимости от их положения в различных структурных ярусах (или этажах) рудоносных зон. Если разделить палеозойский фундамент Кураминской зоны, как это делают многие, на три структурных яруса, охватывающие: 1) каледонские интрузивы и отложения от нижнего палеозоя

Рис. 18. Схема расположения месторождений (1) относительно дневной поверхности, соответствующей времени рудообразования (2)
 h — глубина формирования месторождений



до мынбулакской свиты нижнего-среднего карбона включительно, а также породы первого варисцийского интрузивного комплекса; 2) средне- и верхнекарбоновые свиты — акчинскую, сарысиунскую и оясайскую и гранитоиды второго и третьего интрузивных комплексов того же возраста; 3) пермские образования (шурабсайскую и кызылнуринскую свиты и интрузивы четвертого и пятого интрузивных комплексов), то выявляется весьма интересная картина. Например, район Ангренского плато (СВ оконечность Кураминского хребта к северо-востоку от Кумбельского разлома) сложен интрузивами первого варисцийского интрузивного комплекса и мынбулакской свитой, относящихся к нижнему структурному ярусу, и в тоже время характеризуется неглубоким эрозионным срезом (обычно не более 1000—1500 м), поскольку на этом плато сохранились многочисленные останцы покровов кызылнуринской свиты, определяющей достаточно достоверно положение прежней верхнепермской поверхности Земли. Поэтому все месторождения, залегающие в породах нижнего структурного яруса, выходящие на поверхность или расположенные вблизи

этой поверхности (почти совпадающей с нижним контактом кызылнуринской свиты), будут иметь небольшие глубины формирования.

То же самое можно сказать для района оз. Кугала, где в восточном блоке Бешташского меридионального надвига кызылнуринская свита залегает на нижнедевонских отложениях, т. е. середине нижнего структурного яруса. Но по положению в эрозионном срезе эти отложения и расположенные в них рудопроявления относятся к самым неглубоким эрозионным срезам. В то же время в западном блоке разлома обнажается акчинская эффузивная свита, относящаяся к среднему структурному ярусу, но попадающая здесь в область глубоких эрозионных срезов, что видно по положению той же кызылнуринской свиты, развитой в этом блоке.

В заключение приведем еще один пример по району Чаткальского хребта по Карабузукскому надвику, развитие которого достаточно подробно рассмотрено в геологическом очерке. Как было отмечено, в обоих его блоках имеются кызылнуринские эффузивы. В южном они лежат на шурабсайских отложениях, сложенных в пологую синклинальную складку с падением ее крыльев от 30 до 45° и имеющих мощность около 2000 м; мощность кызылнуринских отложений достигает здесь около 1000 м. Учитывая складчатость шурабсайских отложений (и, следовательно, косое сечение этой мощной толщи будет превышать ее истинную мощность) и истинную мощность кызылнуринской свиты (перпендикулярно положению которой измеряется глубина формирования руд), можно сказать, что руды, которые окажутся в нижних частях наиболее полного разреза шурабсайской свиты, будут иметь глубины формирования, превышающие 3000 м. Как указывалось, обе эти свиты составляют верхний структурный ярус Кураминской зоны. Вместе с тем в северном блоке этого разлома есть поля, где кызылнуринская свита залегает на оясайской и акчинской свитах и, следовательно, рудопроявления, оказавшиеся в непосредственной близости от лежащей выше кызылнуринской свиты, будут иметь глубину формирования, близкую к 1000 м. Однако они в то же время будут находиться в породах верхней или средней части среднего структурного яруса.

Из приведенных примеров отчетливо видно, что нет никакой связи между глубиной эрозионного среза и глубиной образования и положения месторождений и рудопроявлений в структурных ярусах. Это еще более наглядно можно представить, предположив, что в настоящее время в пределах пенепленезированной территории, на которой обнажается комплекс пород от древних архейских до современных, на каком-то уровне (близким от поверхности Земли) формируются эндогенные месторождения. Несмотря на то что эти руды близповерхностные, с малыми глубинами залегания, располагаться они будут в самых разнообразных структурных ярусах (и этажах), т. е. совершенно независимо от принадлежности к ним.

Эта очевидная истина требует разъяснения потому, что такое заблуждение, к сожалению, оказалось широко распространенным.

Таким образом, глубина эрозионного среза и структурный ярус — понятия разные, несовместимые, и пользоваться последним для определения глубины формирования и глубины эрозии месторождений нельзя.

Учитывая, что число блоков, в которых очень трудно или невозможно выяснить положение поверхности Земли ко времени рудообразования, не столь велико (иначе вряд ли стоит братья за такой район), ошибки, связанные с ними, будут компенсированы статистическими данными по другим территориям. Впоследствии их можно будет учесть при переоценке глубин эрозии таких блоков после выявления общих закономерностей (в надежных местах). Нам этого делать не пришлось.

Таким образом, из сказанного следует, что от геолога требуются максимальные конкретные знания геологического строения и развития каждого тектонического блока и тщательный анализ этих данных.

Конкретно для Кураминской зоны при решении вопросов в блоках с неполным разрезом отложений, особенно при отсутствии в них кызылнуринских отложений, нами выяснялись:

1) закономерности размещения мощностей и характер фаций различных свит на территории всей Кураминской зоны (чтобы решить, шло ли накопление тех или иных толщ повсеместно или нет, синхронно или асинхронно), степень их зависимости от характера складчатой, разрывной тектоники и размещения прежних прогибов и вулканических очагов, существовавших до образования очередной свиты;

2) характер складчатости в каждом конкретном участке;

3) время, направление и амплитуды перемещения блоков пород по ограничивающим их разломам в каждый этап развития Кураминской зоны, влияние разломов на осадконакопление и их сохранность;

4) общая морфология рельефа времени рудообразования (конца перми начала триаса), на основании фаций и мощностей трансгрессивной серии нижнеюрских и меловых осадков;

5) результаты мезо-кайнозойских преобразований.

Именно в неогене и четвертичном периоде, как уже нами отмечалось, произошло дугообразное вспучивание участков, совпадающих с положением современных хребтов, компенсирующее столь же быстрое и глубокое прогибание разделяющих их депрессий. При этом возобновились движения по многим древним разломам с амплитудами в 1—1,5 км и редко более и возник ряд альпийских нарушений, в совокупности с другими создавших крупные горные сооружения с высотами, близкими к 5—6 км.

Составленные разрезы (лучше всего их вычерчивать на миллиметровке, поскольку в процессе работы над увязкой разрезов приходится делать много исправлений), учитывающие все

необходимые данные для выявления и изображения нулевой поверхности, обязательно должны быть показаны не только на геологической карте, но и на той топографической карте-заготовке, на которой уже были нанесены разломы и контуры молодых интрузивов. Направления этих разрезов могут представлять собой не только прямые, но и ломаные линии и иметь серию коротких дополнительных разрезов, захватывающих борта соседних блоков.

Далее имеются два наиболее логичных пути, испробованных нами в процессе поисков точных, эффективных и быстрых методов выяснения и графического изображения глубин эрозии.

Первый путь — это по данным разрезов, линии которых нарисованы на карте-заготовке, расставить высотные отметки поверхности, современной рудообразованию, считая за нулевую отметку уровень моря, как и на топографической карте. Затем, имея эти отметки и представляя общий характер поверхности, глядя на разрезы, изобразить искомую поверхность в виде горизонталей с выбранным интервалом высот. Нарисовать их можно другим цветом или типом линий, в отличие от горизонталей современной дневной поверхности. Таким образом, мы будем иметь два совмещенных рельефа — современный и прежний (в нашем случае верхнепермский).

В этом случае, чтобы выяснить глубину эрозии в данном месте, необходимо произвести измерение на линии, перпендикулярной верхнепермской (нулевой) поверхности, т. е. строить разрезы.

Можно было бы эту карту трансформировать в карту равных глубин эрозии, приняв за нулевую отметку уровень верхнепермской поверхности. Однако строить такую карту на основе разности отметок между верхнепермской и современной поверхностью равносильно построению топографической карты только по высотным отметкам без абриса самой местности.

Второй путь состоит в непосредственном изображении изолинии глубин эрозии, минуя трудоемкий промежуточный этап построения.

В этом варианте необходимо прежде всего начинать такие построения с участков, где имеется свита, завершившая процесс осадконакопления перед рудообразованием (у нас это кызылпуринская). Далее мы внимательно анализируем форму ее поверхности по разрезам того участка, с которого намерены начать работу. Обычно это поверхность простая. В нашем случае она представляет собой серию пологих волн — складок большого радиуса кривизны, рассеченных разломами, по которым перемещены их контакты. Очевидно, в пределах блоков будут располагаться либо отдельные моноклинали (части крыльев таких складок), либо изогнутые поверхности. Последние на разрезах без больших погрешностей можно расчленить на серию моноклинальных полос со свойственными им элементами залегания. Эти элементы залегания, т. е. их простирация и углы падения, не-

трудно определить из пересекающихся косых разрезов данного участка, как это обычно делается по правилам структурной геологии (или начертательной геометрии, что все равно).

Напомним эти построения, пояснив их на чертеже (рис. 19). На нем показан участок топографической карты с линиями сходящихся (косых) разрезов, которые как бы положены на этот план и повернуты вокруг линии разреза на 90° в разные стороны

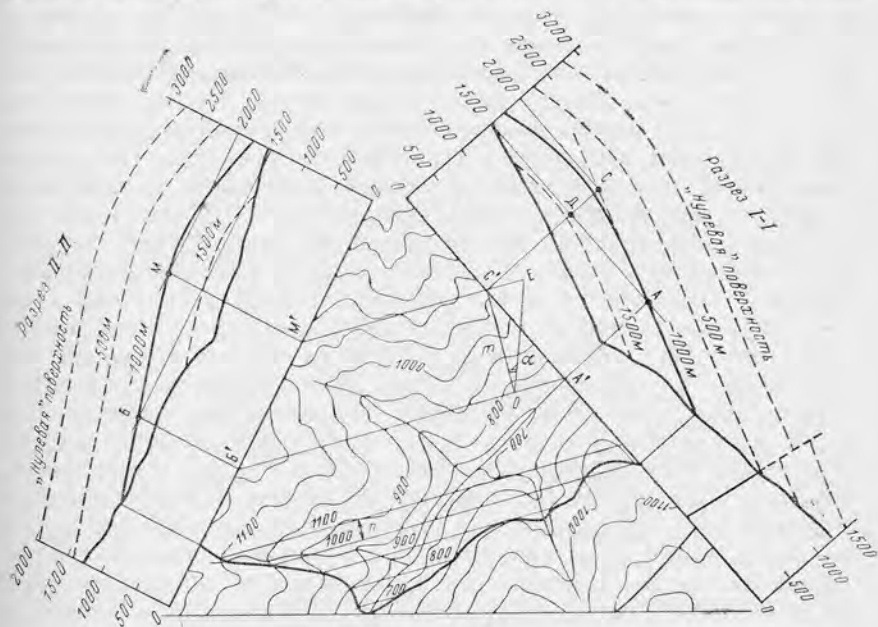


Рис. 19. Вычисление элементов залегания моноκлиальной части дугообразной поверхности, параллельной нулевой (верхнепермской) поверхности, и нахождение следа ее пересечения с современным рельефом

для удобства построений. Поскольку нулевая поверхность и параллельная ей поверхность — 500 м выше современной поверхности Земли и, следовательно, не имеют с ней точек соприкосновения, возьмем поверхность, расположенную еще ниже, например — 1000 м, и относительно нее будем вести все последующие рассуждения. Как видно на разрезах, она имеет вид пологой дуги.

Для расчета элементов залегания этой поверхности на разрезах I—I и II—II (см. рис. 19) возьмем моноκлиальный участок, соприкасающийся с современной поверхностью Земли, и на нем выберем (произвольно) точки с равными абсолютными отметками, например точки А и В с отметками 1500 м. Очевидно, что прямая линия, их соединяющая, будет горизонтальной линией, лежащей

в плоскости этой моноклинали, и явится линией ее простираания. Чтобы определить положение этой линии на карте, найдем на ней проекции точек A и B , т. е. точки A' и B' . Соединив прямой линией точки A' и B' , получим на карте истинное положение линии простираания выбранной нами моноклинали. Для того чтобы определить направление и истинный угол падения рассматриваемой моноклинали, необходимо построить иную линию простираания, имеющую другую высотную отметку. С этой целью на разрезе II—II возьмем точку, например точку M , лежащую на этой же моноклинали и имеющую абсолютную отметку 2000 м. На разрезе I—I найдем аналогичную точку. Оказывается, что такой точки в пределах моноклинали в этом разрезе нет, поскольку последняя здесь переходит в дугу. В этом случае следует продолжить пунктиром положение моноклинали и найти на ней точку с искомой абсолютной отметкой 2000 м (точка C). Поступив аналогичным образом, как и в разобранном выше случае, найдя проекции точек C и M , т. е. точки C' и M' , соединив которые, получим проекцию другой линии простираания, имеющей абсолютную высоту 2000 м. Если все наши построения были выполнены тщательно (правильно), а выбранные нами точки M и C находились на той же моноклинали, то очевидно, что обе линии простираания (с высотой 1500 и 2000 м) должны быть параллельны. Имея уверенность в проведенных построениях, можно было бы и не вести всей операции по нахождению второй линии простираания, а взяв, например, точку M на разрезе II—II и найдя ее проекцию M' , провести через последнюю прямую линию, параллельную линии простираания $A'B'$. Конечный результат получился бы тот же. Направление падения моноклинали будет указывать линия, лежащая в плоскости моноклинали и перпендикулярная ее простираанию. Для определения этой линии и истинного угла падения моноклинали следует взять любую точку, например точку C' , лежащую на линии простираания с более высокой абсолютной отметкой (2000 м) и опустить перпендикуляр на линию простираания $A'B'$, имеющую более низкую отметку (1500 м). Полученный отрезок $C'O$ покажет направление падения моноклинали и одновременно будет являться горизонтальной проекцией линии падения. Построим прямоугольный треугольник, катетами которого будут $C'O$ и разность высот между точками A и B или, что то же, отрезок $CD = 500$ м, который откладываем по линии $M'C'$ (или на ее продолжении). Соединив точки O и E , получим гипотенузу этого треугольника. Очевидно, что угол α , заключенный между гипотенузой OE и катетом $C'O$, будет равен истинному углу падения моноклинали и его остается только измерить транспортиром. Он может быть определен и по тригонометрическим таблицам, исходя из формулы

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C'E}{C'O}.$$

Зная простирание и угол падения моноклинали (части кри-
волинейной поверхности Земли, соответствующей времени рудо-
образования, но расположенной параллельно ей и ниже на 1000 м),
можно начать построение изолиний глубин эрозии.

Технически это выполнялось следующим образом. Производи-
лись расчеты залегания элементарных моноклиальных площадок,
на которые были расчленены пологие волны нулевой поверхности,
и слегка (карандашом) оконтуривались пределы влияния эле-
ментов залегания. Далее на разрезах производились следующие
несложные дополнительные построения (рис. 20). Ниже нулевой

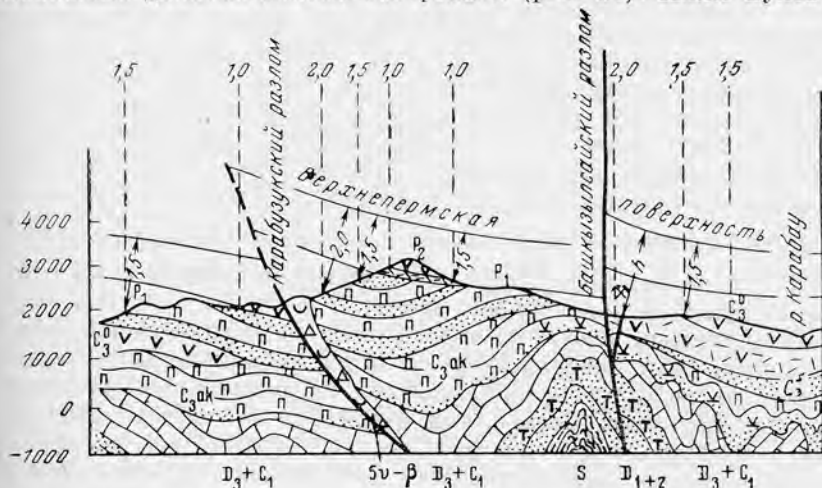


Рис. 20. Пример нахождения точек пересечения нулевой верхне-
пермской поверхности и современного рельефа

поверхности с интервалом в 500 м (в масштабе карты) проводи-
лись параллельные ей линии (изогипсы) и отмечались те точки,
где они пересекали современную поверхность Земли. Для облег-
чения и ускорения этой работы из кусочка миллиметровки была
сделана линейка (шаблон), на которой в масштабе карты (и соот-
ветственно разрезов) были отмечены отрезки, соответствующие
глубинам 0; 0,5; 1,0; 1,5 км и т. д. Совместив нулевую отметку
шаблона так, чтобы он был перпендикулярен линии нулевой по-
верхности на данном разрезе, перемещаем шаблон вдоль этой
линии, отмечая те точки, в которых деления на шаблоне сопри-
касались с рельефом. Около этих точек выписывались отметки
глубин эрозии, соответствующие цифрам, указанным на шаблоне.
Эти точки с их отметками проектировались по линии разрезов
на топографическую карту. Так как в пределах каждого разреза
имелась серия точек с отметками глубин эрозии, а также необ-
ходимое количество элементов залегания элементарных монокли-
налей, на которые была разбита нулевая поверхность, то нетрудно
было построить положение отмеченных изогипс на современной

дневной поверхности, изображенной на топографической карте (см. рис. 19). Для этого делались построения, аналогичные тем, которые производят геологи для определения положения моноклиналино залегающего пласта в задернованных участках поверхности (по одному его выходу на поверхность Земли и там же замеренным элементам залегания).

Из определения линии простирания следует, что она является горизонтальной линией, лежащей в плоскости пласта (или данной моноклинали) и одновременно является изогипсой этой плоскости. В рассмотренном случае (см. рис. 19) одна из них $A'B'$ будет иметь абсолютную высоту 1500 м, а вторая $M'C'$ 2000 м. Обе они представляют проекции этих простираний (изогипс) на ту же горизонтальную плоскость карты, как и горизонтали рельефа местности. При разности высот в 500 м расстояние между ними (в плане) равно m (см. рис. 19). Очевидно, если бы мы захотели найти такие же расстояния («шаг») между горизонталями рассматриваемой моноклинали с интервалом высот в 100 м, то должны разделить m на 5 частей: $\frac{m}{5} = n$, где n будет уже «шагом» при 100 м высоте между горизонталями (при необходимости это можно сделать и для меньших высот).

Как известно, задача по определению следа пересечения двух плоскостей (или поверхностей) сводится к нахождению геометрического места точек, одновременно расположенных на обеих этих поверхностях. Совершенно очевидно, что таким условием будут удовлетворять точки пересечения горизонталей местности с горизонталями рассматриваемой моноклинали той же высоты (см. рис. 19). Последние как бы пронзают рельеф, отмечая на поверхности места этих проколов. Соединив такие рядом расположенные точки, мы получим в общем случае извилистую линию пересечения этих поверхностей (плоскости моноклинали и поверхности рельефа).

При горизонтальном положении элементарной моноклинали след ее пересечения с поверхностью точно совпадает с той горизонталью рельефа, которая будет равна абсолютной высоте этой моноклинали.

При наклоне этой моноклинали в сторону, противоположную поверхности склона, след их пересечения будет изгибаться в ту же сторону, что и горизонтали рельефа, выписывая извилины с меньшей высотой волны, чем изгибы горизонталей. По мере увеличения угла падения моноклинали след ее пересечения с поверхностью Земли будет приближаться к линии простирания моноклинали, и полностью совпадет с ней при вертикальном падении моноклинали (шаг здесь будет равен нулю).

При более пологом залегании элементарной моноклинали, чем наклон современной поверхности Земли, и падении в ту же сторону, что и склон, след их пересечения будет представлять собой более извилистую линию, чем горизонтали рельефа.

Сказанное выше иллюстрируется рис. 21.

Проведя эту кропотливую трудоемкую работу, требующую от исследователя хорошего пространственного представления и безусловного владения методами структурной геологии, мы получим карту эрозионных срезов (рис. 22), внешне сходную с геологической картой.

Выбрав легенду для закрашки интервалов между изогипсами и нанеся все месторождения и рудопроявления (разбив их по значимости на мелкие, средние и крупные), указав формой значка тип минерализации (пегматитовые, скарновые, собственно гидротермальные и др.) и нанеся значками типы интрузивных пород в пределах ранее намеченных контуров, мы получим металлогеническую карту нового типа, позволяющую учитывать не только глубину формирования рудных тел и глубину их размыва, но и отражающую важнейшие элементы, определяющие локализацию руд эндогенного происхождения.

В качестве частных рекомендаций следует сказать, что при выборе цветов для закрашки интервалов эрозионных срезов следует придерживаться того же принципа, как при закрашке геологической карты (более глубоким эрозионным срезам должны соответствовать более темные тона). Однако они не должны затемнять горизонтали рельефа (разреженные для окончательного варианта) и значков, которыми показаны месторождения и рудопроявления; цветовая гамма последних не должна совпадать с гаммой цветов, принятых при закрашке интервалов между изогипсами эрозионных срезов. Конечно, все лишние пометки и дополнительные построения, в том числе и направления разрезов, служивших опорой всех расчетов, должны быть убраны с чистого варианта карты; на ней не должно быть ни интрузивов, ни месторождений, относящихся к тектоно-магматическим комплексам других возрастов.

На составленной нами карте эрозионных срезов Кураминской зоны не были, например, показаны оси складок, поскольку они не имеют никакого влияния на размещение месторождений и рудопроявлений; их положение определяют разломы разных порядков. Однако в других провинциях они могут оказаться важными элементами структуры и в таких случаях их следует показывать. Если имеется совершенно четкая приуроченность отдельных типов месторождений к горизонтам определенных пород или частям складчатых структур, то такие элементы, если они не перегружают карту и не требуют отдельных схем, также могут быть показаны на такой карте. Излишняя перегрузка ее вредна.

В заключение следует отметить, что только что описанный второй вариант и был принят нами при построении карты эрозионных срезов Кураминской зоны. Главное преимущество метода, помимо выигрыша времени и сил, ликвидации промежуточных построений, — это сознательный (а не механический) процесс работы, поддающийся эффективному контролю. На пер-

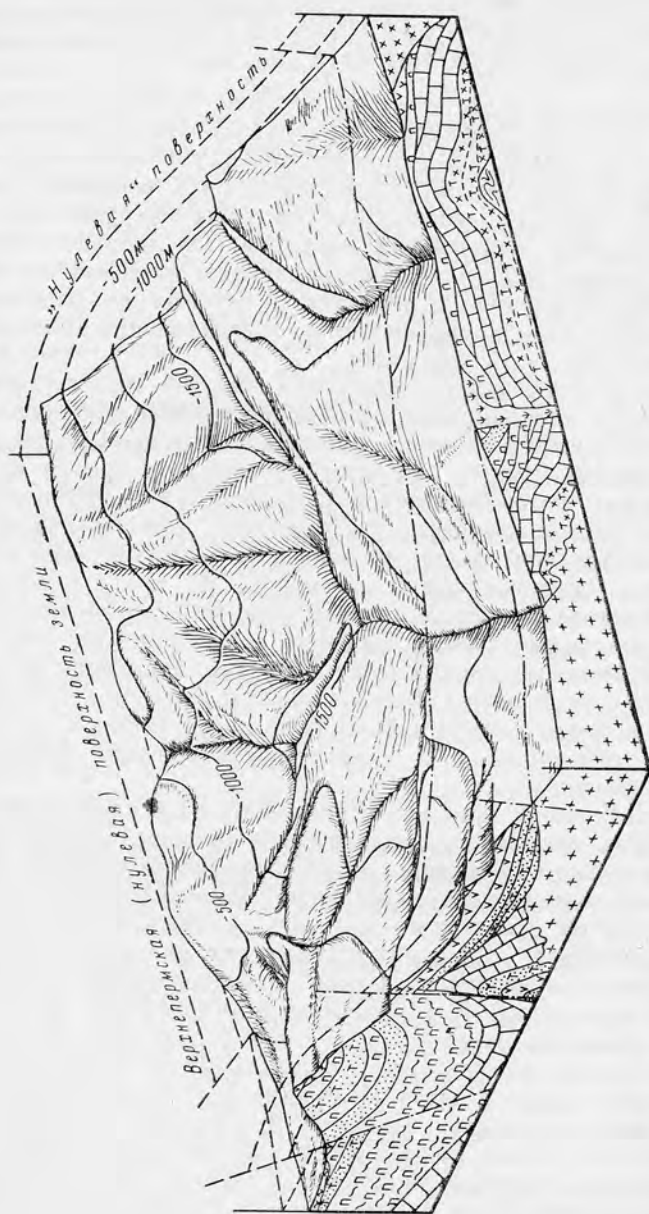


Рис. 24. Блок-диаграмма, иллюстрирующая изолинии равных глубин эрозийных срезов



ЭРО
КУ



1960 г.







Рис. 22.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Мезо-кайнозойский осадочный покров



Разломы: а) альпийские б) варисцийские

ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННЫХ СРЕЗОВ

ПРИНЯТА ЭРОЗИОННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ (ПЕНЕПЛЕН) ВЕРХНЕПЕРМСКОГО ВРЕМЕНИ

от 0 до 500 м		от 2500 до 3000 м
от 500 до 1000 м		от 3000 до 3500 м
от 1000 до 1500 м		от 3500 до 4000 м
от 1500 до 2000 м		от 4000 до 4500 м
от 2000 до 2500 м		от 4500 до 5000 м

вый взгляд, кажущаяся сложность построений и различных расчетов рассеивается по мере приобретения навыка. При этом вскоре, например, составителю не приходится проводить оконтуривание площадок элементарных моноклиналей, на которые разбивались пологие складки прежнего рельефа; глядя на разрезы, он легко определит смену угла падения этой поверхности и сделает плавный переход с одного залегания к другому.

Существенно упрощается работа, если мы будем иметь дело с платформенным чехлом отложений, лежащим практически горизонтально и активизированным по серии разломов, служивших каналами извержений и внедрения интрузивов. В этом случае, залегающие в этом чехле месторождения, контролируемые в своем размещении разломами различных порядков, глубины их формирования и эрозии поддаются сравнительно легкому определению. Для этого, как и раньше, также надо знать колонну пород, которая залегала над ними. Очевидно, важнейшими материалами в этом случае будут данные по размещению фаций и мощностей осадков в различных блоках пород. Такие расчеты, как уже указывалось, сделал Н. Павлов и И. Чупрынина для железорудных месторождений Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Важно также выяснить, какой рельеф был во время рудообразования — равнинный или горный, резко расчлененный. В последнем случае будут очень большие трудности по его выявлению и учету глубин эрозии и формирования месторождений от такой сложной поверхности.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ КАРТЫ КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ

Связь оруденения с разломами и трещинами. В результате статистической обработки данных о размещении месторождений и рудопроявлений относительно разломов разных порядков было выяснено, что все они (за исключением редких рудопроявлений) размещаются не в пределах крупных зон глубинных разломов, а в более мелких дорудных нарушениях II и более высоких порядков, оперяющих и сопряженных с первыми (рис. 23). При этом на протяжении 1,5—2,0 км в стороны от разломов II и III порядка размещается около 90% всех рудопроявлений и практически все месторождения. Интересно отметить, что в этих разломах число месторождений меньше, чем в их зальбандах, где развиты более мелкие дизъюнктивы.

Такое размещение руд может быть объяснено тем, что в самом разломе движению растворов и рудоотложению будет препятствовать тектоническая глина трения и большая часть потока вынуждена двигаться вдоль этого канала по оперяющим и сопряженным с ним разломам и трещинам. Рассеиваясь, этот поток теряет напор и скорость движения, что, как известно, способствует рудоотложению. По мере дальнейшего продвижения растворов

(на большие расстояния, чем 1,5—2 км от разломов) падает как концентрация, так и количество их, приходящееся на минерализуемую площадь. Вместе с тем при удалении от разломов уменьшается тектоническая нарушенность пород. Эти обстоятельства приводят к резкому уменьшению возможностей образования промышленных месторождений далее 1,5—2 км от разломов.

Глубины формирования верхнепермских интрузивов и связь с ними оруденения. Верхнепермские интрузивы (5 в), близкие по возрасту к рудным образованиям, занимают небольшую площадь зоны и образуют обычно

серию мелких штоков, реже этмолитов и дайкообразных тел, размещающихся в основном вдоль разломов или на их стыках. Анализ характера размещения интрузивных пород этого комплекса в пределах различных глубин эрозии показал, что самые распространенные породы комплекса (фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры) встречаются в пределах 0,5—3 км от нулевой, верхнепермской поверхности и иногда отмечаются на глубине 4 км. Другие породы этого комплекса обнажаются в пределах

следующих глубин эрозии: сиениты 1—2 км; сиенит-порфиры 0,5—2 км; граносиениты 1,5—3 км; габбро-сиениты 1—2 км; габбро 1,5—3,5 км; граниты Куру-сая 2,5—3 км. Дайки регионального распро-

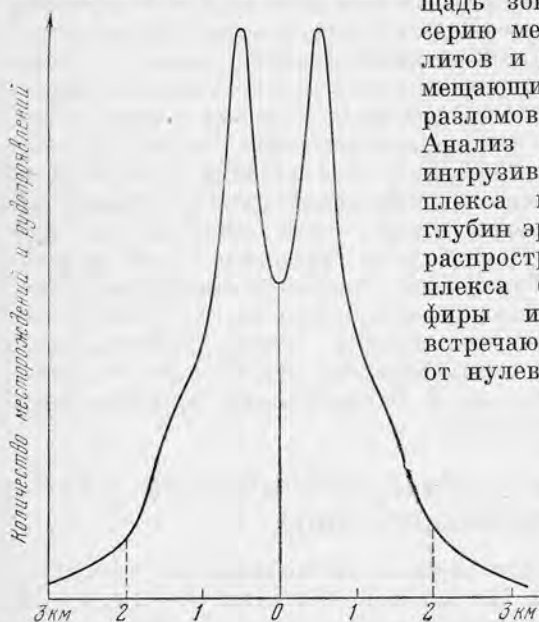


Рис. 23. Размещение эндогенных месторождений в стороны от разломов II и более высоких порядков. Место нуля указывает на положение разлома

странения (фельзиты, фельзит-порфиры, сферолит-порфиры, кварцевые порфиры, диабазовые порфириты и др.), образующие мощные и протяженные дайковые пояса и изометричные поля, обнажаются в пределах глубин 0,5—4 км. Самые молодые интрузивы этого комплекса (чорухдайронские гранодиориты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры и монцониты), секущие отмеченные дайки, встречаются на эрозионных срезах от 0,5 до 2 км.

Приведенные данные показывают, что интрузивы пятого вариссийского комплекса формировались в пределах широкого интервала глубин — от почти самой поверхности (0,5 км и, вероятно, меньше) и до глубин 3,5—4 км (и возможно больше).

В то же время они неизменно сохраняют все признаки гипабиссальных пород на всем этом интервале, что выражается в резком преобладании порфировых и порфиroidных структур и текстур, небольших контактовых ореолах у массивов, отсутствии пегматитов или пегматоидных пород и других признаков.

Такая выдержанность отмеченных признаков в широком интервале глубин, равных или превышающих глубины формирования самих месторождений, не позволяет использовать степень кристалличности и другие особенности пород для определения глубин формирования рядом расположенных месторождений, как это предлагают Е. Садецкий-Кардошш и другие исследователи.

Анализ размещения месторождений и рудопроявлений Курминской зоны относительно интрузивов пятого варисийского комплекса показал, что большая их часть располагается в самих массивах или вблизи них, вне всякой зависимости от состава последних. Около 70—80% рудных объектов находится в массивах или удалены от них не более 6 км; остальные месторождения и рудопроявления относительно равномерно располагаются на расстоянии 6—12 км от интрузивов, выходящих на поверхность.

Такой сравнительно широкий диапазон их размещения от массивов можно объяснить тем, что современная поверхность представляет собой сложный и в общем случайный срез, в котором обнажаются далеко не все массивы, а небольшой их контактовый ореол не позволяет обнаружить даже неглубоко залегающие интрузии. Вместе с тем отчетливо видно, что в районах, менее насыщенных интрузивами, обнаружено и меньшее число рудных объектов.

Отмеченное размещение гидротермальных образований свидетельствует, что они пространственно и генетически связаны не с определенным типом пород этого тектоно-магматического комплекса, а в целом с магматическим бассейном, расположенным в пределах зоны. Из этого бассейна последовательно поступали как массы магмы различного, но преимущественно кислого состава, неравномерно проникшие в многочисленные тектонические блоки этой зоны, так и металлоносные гидротермы, завершающие развитие этого бассейна. Как отмечалось ранее, некоторые безрудные и золотосодержащие жилы, предшествовали внедрению даек диабазовых порфиритов, подчеркивая тем самым временную и генетическую близость магматической и гидротермальной деятельности. Единый структурный контроль размещения тех и других образований дополняет эту связь. Об этом же свидетельствует и соответствие между составом рудных образований и кислым характером самой магмы.

Глубины распространения различных типов месторождений и рудопроявлений. Для выяснения закономерности размещения каждого типа руд на глубину нами были произведены последовательные подсчеты количества месторождений и рудопроявлений

определенного типа в каждом 500-метровом интервале эрозионного среза. Первоначально такие подсчеты велись для собственно гидротермальных свинцово-цинковых и медных месторождений и рудопроявлений (поскольку они пользуются наибольшим развитием в Кураминской зоне) в пределах тех планшетов или их частей, где сохранились самые молодые верхнепермские эффузивы кызылнуринской свиты (рис. 24). Эти участки составили около 25% всей изученной площади. Естественно, что из-за наименьших экстраполяций и других допущений точность определения глубины послерудной эрозии здесь была наибольшей и эти планшеты

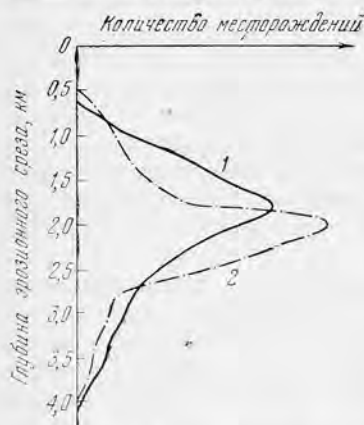


Рис. 24. Глубины распространения среднетемпературных полиметаллических (1) и медных (2) месторождений и рудопроявлений Кураминской зоны

являлись своего рода эталонными для Кураминской зоны. График размещения свинцово-цинковых и медных месторождений и рудопроявлений (см. рис. 24) показывает, что они распространяются от глубин 500—700 м до 4000—4500 м, имея максимум распространения на глубинах 2200—2500 м.

На другом, аналогично составленном графике (рис. 25) показано размещение всех типов эндогенных руд верхнепермского возраста в этой зоне. Сравнивая общую (рис. 25) и частную (рис. 24) кривые распределения отмеченных типов руд на глубину, видим, что они достаточно хорошо совпадают. Это дает уверенность в том, что неизбежные ошибки в определении простран-

ственного положения поверхности Земли, современной рудообразованию, не превышали 250 м, т. е. половины высоты выбранного нами интервала между изогипсами глубин эрозии, подтверждая правильность такого выбора вместо более дробного, а также надежность расчетов глубин, в пределах которых формировались разнообразные типы руд Кураминской зоны:

Анализ рис. 25 позволяет сделать следующие выводы.

1. Все типы минерализации Кураминской зоны распространяются в пределах интервала от 500—700 до 4000—4500 м от поверхности, существовавшей во время рудообразования.

2. В зависимости от глубины эрозии на современной поверхности Земли будут обнажаться вполне определенные типы (сообщества месторождений):

а) интервал от 0 до 500 м характеризуется отсутствием месторождений и рудопроявлений, однако ниже этого интервала глубин эрозии возможны находки скрытого (слепого) оруденения;

б) интервалу от 500 до 1500 м свойственно широкое развитие гидротермальных свинцово-цинковых, медных, медно-висмутовых и флюоритовых месторождений, а также кварц-барит-гематитовых рудопроявлений;

в) интервал от 1500—1700 до 3500—3700 м интересен появлением и широким развитием месторождений молибдена, вольфрама, золота, олова, мышьяка, сурьмы (развитой по окраине зоны

Количество месторождений и рудопроявлений

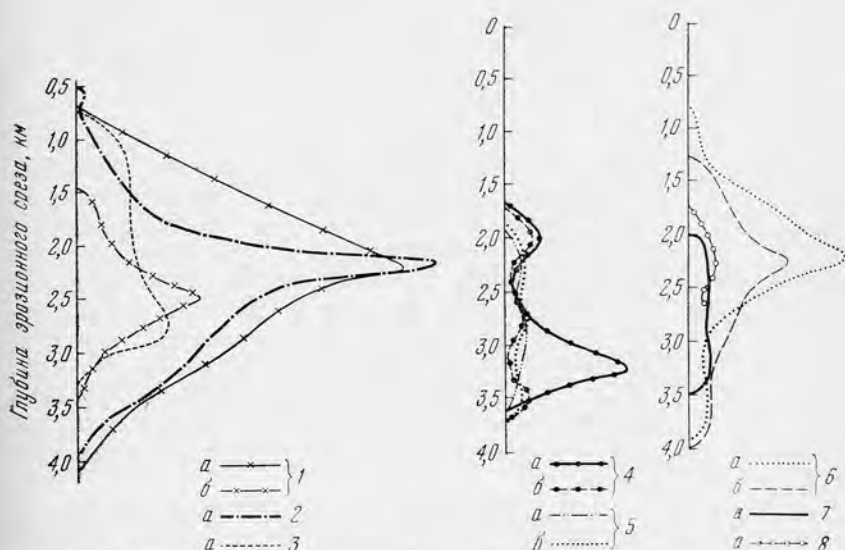


Рис. 25. Глубины формирования эндогенных месторождений Кураминской зоны:

a — гидротермальные; *б* — скарновые
 1 — свинцово-цинковые; 2 — медные; 3 — флюоритовые; 4 — молибденовые;
 5 — вольфрамовые; 6 — железорудные; 7 — золоторудные; 8 — оловянные

в небольшом количестве месторождений и рудопроявлений), а также широким развитием скарновых свинцово-цинковых месторождений и скарново-магнетитовых рудопроявлений. Для них интервал от 0 до 1500 м является интервалом возможных скрытых (слепых) месторождений, расположенных глубже.

В этом же диапазоне глубин продолжают развиваться месторождения и рудопроявления, отмеченные в пункте «б». Они достигают максимума своего развития на глубинах 2200—2250 м, а на глубинах 2250—2500 м такого же максимума развития достигают различные типы железорудных рудопроявлений (скарновые и собственно гидротермальные) и свинцово-цинковые месторождения, связанные со скарнами;

г) интервал от 3500 до 4500 м характеризуется быстрым затуханием всех типов месторождений и является пределом их распространения на глубину;

д) глубины ниже 4500 м (с учетом данных разведки и эксплуатации о распространении руд) являются безрудными и для поисков неперспективны.

3. Графики распространения руд показывают, что низко- и среднетемпературные образования (флюоритовые, свинцово-цинковые, медные и др.) не уступают глубинам распространения высокотемпературных месторождений и нередко превосходят их, что лишний раз подтверждает несостоятельность представлений В. Эммонса, Л. Грейтона и их последователей относительно образования месторождений из одного постепенно охлаждающегося потока гидротерм, т. е. в результате одноактного процесса, как и представлений о распространении гидротермальных месторождений на глубины в 6 км и более.

4. Почти полное совпадение кривых глубин распространения высокотемпературных молибденовых и вольфрамовых жильных (кварцевых) и скарновых месторождений и рудопроявлений согласуется с представлениями о том, что оба эти типа образования в единую стадию минерализации и при этом характер среды не сказался на глубинах их формирования. В то же время кривая глубин распространения скарновых месторождений как бы вложена в контур гидротермальных месторождений, что указывает на их принадлежность к разным стадиям минерализации. Кроме того, глубины распространения скарновой минерализации (поскольку в скарновом типе определяющим признаком являются скарны) определили и положение наложенной на них свинцово-цинковой минерализации.

Полученные данные о глубинах распространения сурьмяного и мышьякового оруденения не позволяют построить их кривую на графике, однако они показывают, что интервал, в пределах которого встречаются эти руды, охватывает глубины эрозионных срезов 1500—3500 м.

Следует заметить, что наличие карты эрозионных срезов (см. рис. 22), упрощенной в связи со значительным уменьшением, позволяет давать достаточно обоснованные прогнозы по поискам и оценке возможных глубин распространения найденных объектов, а также той части месторождений, которые были размывы и могли быть поставщиком материала в россыпи. По нашему убеждению, она также позволит теперь поставить задачу по изучению не только количественных изменений минерального состава руд месторождений и рудопроявлений каждого из имеющихся типов в Кураминской зоне, но и заняться более тонкими исследованиями изменения элементов-примесей в рудах на разных глубинах эрозии и соответственно формирования этих месторождений. Вследствие этого может быть собран статистический материал, который позволит сделать новый шаг в выяснении процессов рудообразования на разных глубинах.

Отмеченные выше закономерности основаны на статистических данных, а не на частных определениях, в которых трудно было

использовать региональные данные по геологии. Поэтому мы считаем совершенно оправданным нижеследующие рекомендации: 1) в глубокоэродированных участках с глубиной эрозии 4000 м и более поиски практически бесполезны; на меньших глубинах последовательно появляются разные типы минерализации, имеющие разную потенциальную возможность распространения на глубину; 2) глубины от 0 до 500 м от поверхности, современной рудообразованию, безрудны, но потенциально перспективны для поисков ниже них слепого собственно гидротермального жильного и штокверкового свинцово-цинкового, медного, висмутового, флюоритового и другого оруденения; 3) такими же потенциально перспективными для поисков слепого молибденового, вольфрамового, оловянного, мышьякового, скарново-полиметаллического и скарново-магнетитового оруденения являются участки с эрозионным срезом не более 1500 м; 4) расцвет развития медной и полиметаллической минерализации приходится на глубины около 2200 м, где только начинается по настоящему развиваться редкометалльная минерализация, распространенность которой с глубиной будет возрастать, тогда как медной и свинцово-цинковой — убывать; 5) имея в виду отмеченный структурный контроль месторождений разломами, поисково-разведочные работы следует вести вдоль полос, окаймляющих разломы шириной в 2 км.

Отмеченные закономерности позволяют оценивать перспективы распространения месторождений на глубину (при прочих равных условиях) по совокупности других типов месторождений, развитых в том же рудном поле, тектоническом блоке и на близких гипсометрических уровнях, хотя последнее и не дает гарантии в том, что мы сравниваем совершенно одинаковые по глубине эрозии группы месторождений. Удивляет резкое несоответствие между очень широким распространением рудопроявлений меди и ничтожным числом месторождений. Это свидетельствует о несовершенстве их поисков и оценки, требует ревизии материалов и применения новых методов для выявления промышленных объектов, как, например, это уже успешно делается по золоту.

Прошедший семилетний период со времени составления нами карт эрозионных срезов и попыток внедрения их в практику поисковых и оценочных работ в Кураминской зоне показал их жизненность и эффективность. Так, например, геологоразведочные работы, проведенные в районах, не рекомендованных нами вследствие неблагоприятных для данной минерализации эрозионных срезов, хотя все остальные признаки для ведения поисков были благоприятными (включая наличие многочисленных рудопроявлений), подтвердили наши выводы об их бесперспективности. Нам неизвестно ни одного района или объекта, которые оказались бы перспективными вопреки нашей отрицательной оценке их по совокупности данных и в первую очередь по глубинам эрозии этих районов.

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приступая к обзору основных причин, влияющих на глубины образования рудных месторождений, мы заранее должны оговориться, что все дальнейшее изложение имеет в виду только ту ее часть, которая прямо или косвенно относится к проблеме эндогенного рудообразования.

Эмпирические данные о глубинах распространения большинства типов эндогенных месторождений и руд (за исключением магматических) выяснены с достаточной достоверностью. Большинство исследователей склонны считать, что гидротермальная минерализация не распространяется глубже 4,5—6 км от поверхности Земли, существовавшей во время рудообразования. Эти данные отражают ту объективную реальность, с которой следует считаться, чтобы понять причины, которые ее обусловили. Несомненно, новые сведения позволяют уточнить глубины образования руд, однако уже существующие данные позволяют утверждать, что порядок величин уже определен.

Вместе с тем необходимо выяснить направленность, степень и сущность влияния тех или иных причин, которые могли сместить, расширить или сузить интервалы глубин, в пределах которых формируются руды, состав и свойства которых представляют для нас определенный интерес.

Изложенный материал показывает, что разнообразные руды образуются на различных глубинах. Последним свойственны вполне определенные гидро- и литостатические (геостатические) давления, а также температуры, обязанные геотермическому градиенту. Температура и давление являются постояннодействующими факторами, какие бы процессы мы не рассматривали для данных глубин. Однако было бы неразумно все сводить к влиянию этих двух факторов. Несомненно, характер размещения отмеченных образований на различных глубинах является равнодействующей влияния многих факторов, одновременно оказывающих влияние и друг на друга.

Мы не склонны усложнять проблему, но объективности ради вынуждены признать, что она тесно связана с широким кругом вопросов образования и развития нашей планеты (создания и развития ее оболочек, магматизма, метаморфизма, тектоники и различных физико-химических процессов, сопровождавших эти явления). Совершенно очевидно, что мы не можем ставить перед собой грандиозную задачу освещения проблемы во всем ее объеме.

Нам представляется, что важнейшими факторами, которые определяют глубины образования эндогенных руд, являются:

1) геотектонические — строение земной коры и верхней мантии (состав, строение и развитие этих оболочек и структурно-литологические и физико-химические особенности и др.); 2) магматизм, его проявление и развитие (связь с магмами определенных эле-

ментов, условия отделения рудоносных растворов и др.); 3) роль воды в различных процессах (образование магм, метаморфизм пород, рудообразование) и ее распределение в разных частях коры; 4) условия, причины и динамика движения гидротермальных растворов; 5) геотермический градиент (его влияние на глубину образования руд и пород); 6) температура растворов (ее роль на образование и устойчивость различных рудных и нерудных минералов и другие влияния); 7) состав и состояние растворов, особенности переноса и отложения вещества и метаморфизма пород, кислотно-щелочные свойства и т. д.; 8) газы (их роль в переносе, отложении вещества); 9) атмосфера (ее изменение со временем и влияние на рудообразование); 10) осадки и осадочная дифференциация вещества, осадочная оболочка как среда образования магм, движения различных растворов, источник металлов и т. д.; 11) геостатические и тектонические давления (создание складчатых структур, трещин, разломов, ориентировка минералов в породах, изменение пористости и других свойств); 12) биосфера (продукты, ею созданные); 13) подземная и поверхностная гидросфера; 14) гальванические явления (токи, возникающие в породах, и их действие на растворы).

Геотектонические факторы: Какой бы космогонической гипотезы происхождения Земли мы не придерживались, для нас важнейшее значение имеет ее строение в виде геосфер — от поверхностных оболочек (атмосферы, гидросферы и земной коры, доступных непосредственному изучению) к ее ядру.

Следующим важнейшим элементом Земли, тесно связанным с возникновением и формированием различных типов геосинклиналей и специфической тектоники, является создание в пределах земной коры гранитоидной магмы. Ее появление и связанные с ней процессы ассимиляции, дифференциации, метаморфизма окружающих пород, гидротермальной деятельности, а также проявления эффузивного и интрузивного магматизма стали важными элементами в создании верхней части земной коры и в формировании эндогенных месторождений.

Строение коры и верхней мантии (рис. 26) является предметом широких международных исследований. Этому вопросу посвящена и специальная работа В. Белоусова (1966), из которой заимствован этот рисунок. Не пересказывая известные данные, мы намерены лишь подчеркнуть некоторые важные особенности коры и мантии: 1) разнообразный состав и невыдержанные мощности верхнего осадочного чехла (от 0 до 15 км при среднем значении около 3 км); 2) пестрый изменчивый состав так называемого гранито-гнейсового (или гранитного) слоя, в котором с глубиной возрастает общая основность метаморфических пород (от сланцев и гнейсов к гранулитам и эклогитам); 3) развитие гранитного слоя только в пределах континентов, причем его мощность увеличивается от древних (8—10 км) к молодым платформам и наибольшей величины (50 км) достигает в альпийских геосинклинальных

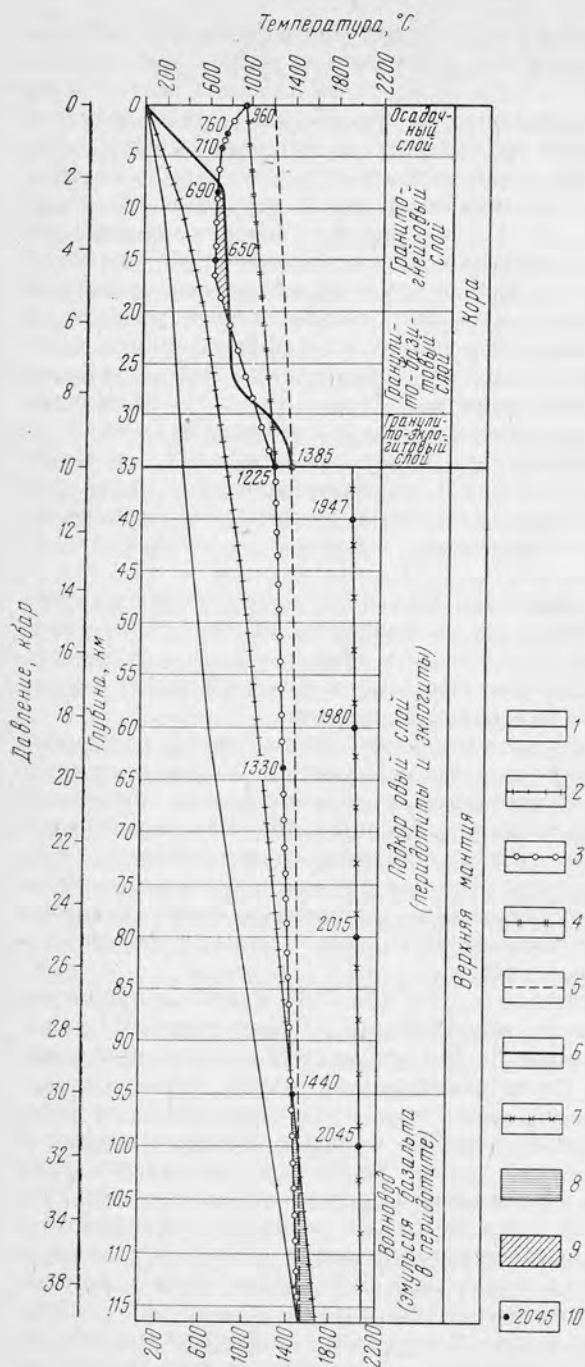


Рис. 26. Диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков

1 — минимальная «нормальная» (платформенная) температура (по Е. Любимовой); 2 — максимальная «нормальная» (платформенная) температура (по Е. Любимовой); 3 — температуры гранитизации (в коре) и выплавления базальта в верхней мантии (по О. Таттлу, Н. Боуэну, Т. Йодеру и К. Тилли); 4 — температуры «сухого» плавления в коре (по О. Таттлу, Н. Боуэну, Г. Йодеру и К. Тилли); 5 — температура поднимающихся астенитов (адиабатическая); 6 — температура в коре в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации («геосинклинальная» температура); 7 — температуры полного плавления ультраосновных пород верхней мантии (по Г. Йодеру и К. Тилли); 8 — область выплавления базальта из перидотитов (волновод); 9 — область гранитизации; 10 — температура, °C

зонах; 4) известный возраст пород, слагающих кору, обычно не выше 3—3,5 млрд. лет; 5) граница Конрада, определяемая скачкообразным ростом плотности пород (от 2,7 к 2,9 г/см³) и соответственно скоростью распространения продольных волн, отделяет гранитный слой от нижней части коры — базальтовой постели.

Базальтовая постель имеет меньшие пределы колебаний мощностей (при средней мощности около 15 км) и характеризуется сравнительно однородным составом базальтов. От верхней мантии ее отделяет такой же резкий скачкообразный рост плотности пород и скоростей продольных волн (граница Мохоровичича). Состав мантии считается ультраосновным (перидотитовым, толеитовым или иным, о чем идет дискуссия).

Некоторые геологи склонны считать ультраосновные, перидотитовые и другие породы, обнажающиеся в пределах рифтовых зон Африки (в районе Великих озер), аналогами пород мантии.

Напомним о важных особенностях строения земной коры, следует остановиться на наиболее характерных условиях и той геологической обстановке, которая решительным образом влияет на формирование и размещение рудных месторождений.

Здесь еще раз следует напомнить о хорошо известном значении типов геотектонического развития и проявленного в них магматизма на общую металлоносность и особенности наблюдаемой в них минерализации. На эти ведущие факторы впервые обратил внимание С. Смирнов (1937), рассматривая металлогенетические особенности Восточного Забайкалья. Их значение было неоднократно подтверждено многими исследователями, изучавшими другие провинции. Эта роль отчетливо видна и из приведенного нами сравнительного анализа геологического развития и металлоносности Кураминской и соседних с ней Фергано-Кокшаальской и Чаткало-Нарынской зон. Многими исследователями установлена генетическая и парагенетическая связь полезных ископаемых с определенными типам магм: с гранитоидами — Pb, Zn, Cu, U, Th, Ag, Au, Cd, In, Mo, W, Sn, Al, Fe, B, Be, Li, Ta, TR и многие другие элементы; с основными и ультраосновными магмами — Cr, Ni, Fe, Ti, Cu, Pt и некоторые другие. Во всех случаях отмечается огромная роль летучих компонентов в процессе образования эндогенных месторождений.

Учитывая, что все отмеченные процессы происходят в определенной среде, т. е. среди различных пород, на разных глубинах, со свойственными им давлениями и температурами, необходимо коснуться вопроса о физико-механических свойствах этой среды и их изменениях. Прежде всего всеми исследователями отмечается общее выравнивание физико-механических свойств горных пород с глубиной. Если в близкоповерхностных частях коры наблюдается значительная изменчивость скоростей прохождения продольных волн, сильно зависящих от пористости пород, то, как отмечает Ф. Берч (1957), уже при давлении в 1000 бар скорости выравниваются, так как пористость пород становится близкой к нулю.

**Прочность, температура плавления пород и возможные
(по Р. Аффену и А. Жессопу)**

Глубина, км	T, °C	Гранит		
		S, кбар	P, кбар	T _m , °C **
0	0	4,5	0 $\frac{+2,0}{-0,2}$	600 $\frac{+40}{-4}$
5	200	5,95	1,3 $\frac{+7,9}{-0,79}$	624 $\frac{+150}{-15}$
10	350	7,05	2,7 $\frac{+9,4}{-0,94}$	654 $\frac{+190}{-19}$
20	550	7,35	5,5 $\frac{+9,8}{-0,98}$	710 $\frac{+200}{-20}$
30	700	6,6	8,4 $\frac{+8,8}{-0,88}$	768 $\frac{+180}{-18}$
40	850	4,8	11,5 $\frac{+6,4}{-0,64}$	830 $\frac{+130}{-13}$
50	980	2,6	14,7 $\frac{+3,5}{-0,35}$	900 $\frac{+70}{-7}$
60	1100	0	18,0 ± 0	960 ± 0
80	1300	0	25,0 ± 0	1100 ± 0
100	1500	0	31,0 ± 0	1200 ± 0
200	1950	0	65,0 ± 0	1900 ± 0
400	2400	0	141,0 ± 0	3420 ± 0

T — температура окружающей среды; S — максимальное касательное и растяжении (—); T_m — температура плавления пород на данной глубине

* Исходя из принятой в настоящее время модели земной коры, до глубины их распространения, ниже она должна рассчитываться по

** Температуры плавления пород явно занижены (см. рис. 26).

Из этого следует, что такое резкое уменьшение пористости для рыхлых пород будет примерно на глубинах 4—4,5 км (если учесть разный объемный вес пород у поверхности и на глубинах в связи с уплотнением осадков).

Вместе с повышением геостатического (литостатического) давления с глубиной растет и прочность самих пород. Приближенные расчеты прочности их были сделаны Ф. Берчем (1957), а затем несколько позже Р. Аффеном и А. Жессопом (1963), использовавших данные С. Мацушима (1961).

Таблица 4

колебания общего давления на разных глубинах *
с поправками автора)

Базальт			Дунит	
S , кбар	P , кбар	T_m , °C	T_m , °C	Примечание
2,0	$0 \begin{smallmatrix} +2.7 \\ -0.27 \end{smallmatrix}$	$1000 \begin{smallmatrix} +27 \\ -2.7 \end{smallmatrix}$	$1890 \begin{smallmatrix} +13 \\ -1.3 \end{smallmatrix}$	Значения S и P те же, что и у базальтов
8,0	$1.3 \begin{smallmatrix} +10.7 \\ -1.07 \end{smallmatrix}$	$1013 \begin{smallmatrix} +107 \\ -10.7 \end{smallmatrix}$	$1896 \begin{smallmatrix} +54 \\ -5.4 \end{smallmatrix}$	
9,15	$2.7 \begin{smallmatrix} +12.2 \\ -1.22 \end{smallmatrix}$	$1027 \begin{smallmatrix} +122 \\ -12.2 \end{smallmatrix}$	$1903 \begin{smallmatrix} +61 \\ -6.1 \end{smallmatrix}$	
10,15	$5.5 \begin{smallmatrix} +13.5 \\ -1.35 \end{smallmatrix}$	$1055 \begin{smallmatrix} +135 \\ -13.5 \end{smallmatrix}$	$1917 \begin{smallmatrix} +67 \\ -6.7 \end{smallmatrix}$	
10,6	$8.4 \begin{smallmatrix} +14.1 \\ -1.41 \end{smallmatrix}$	$1084 \begin{smallmatrix} +141 \\ -14.1 \end{smallmatrix}$	$1932 \begin{smallmatrix} +70 \\ -7.0 \end{smallmatrix}$	
10,15	$11.5 \begin{smallmatrix} +13.5 \\ -1.35 \end{smallmatrix}$	$1115 \begin{smallmatrix} +135 \\ -13.5 \end{smallmatrix}$	$1947 \begin{smallmatrix} +67 \\ -6.7 \end{smallmatrix}$	
9,9	$14.7 \begin{smallmatrix} +13.2 \\ -1.32 \end{smallmatrix}$	$1150 \begin{smallmatrix} +132 \\ -13.2 \end{smallmatrix}$	$1965 \begin{smallmatrix} +66 \\ -6.6 \end{smallmatrix}$	
9,55	$18.0 \begin{smallmatrix} +12.75 \\ -1.28 \end{smallmatrix}$	$1180 \begin{smallmatrix} +128 \\ -12.8 \end{smallmatrix}$	$1980 \begin{smallmatrix} +64 \\ -6.4 \end{smallmatrix}$	
8,2	$25.0 \begin{smallmatrix} +10.9 \\ -1.09 \end{smallmatrix}$	$1150 \begin{smallmatrix} +109 \\ -10.9 \end{smallmatrix}$	$2015 \begin{smallmatrix} +54 \\ -5.4 \end{smallmatrix}$	
6,3	$31.0 \begin{smallmatrix} +8.4 \\ -0.84 \end{smallmatrix}$	$1310 \begin{smallmatrix} +84 \\ -8.4 \end{smallmatrix}$	$2045 \begin{smallmatrix} +42 \\ -4.2 \end{smallmatrix}$	
0	65.0 ± 0	1650 ± 0	2215 ± 0	
0	141.0 ± 0	2410 ± 0	2295 ± 0	

напряжение; P — литостатическое давление и его колебания при сжатии (+) и ее колебания под действием давления.

литостатическое давление пород по гранитам может определяться только базальтам и дунитам.

При этом Р. Аффен и А. Жессоп считали, что величины литостатического давления при растяжении и сжатии равны между собой. Однако, как указал А. Пэк (1968), ставить знак равенства между ними нельзя. Экспериментальные работы Ф. Адамса, П. Бриджмена, Б. Беликова и других показали, что литостатическое давление при растяжении составляет от $1/8$ до $1/10$, иногда $1/20$ этой величины при всестороннем максимальном сжатии.

В табл. 4 нами, в отличие от Р. Аффена и А. Жессона, принято, что литостатическое давление при растяжении равно $1/10$ величины

сжатия и соответственно этому внесены поправки в температуру плавления пород. Литостатическое давление при сжатии определялось по формуле

$$P = \int_0^h \rho g h,$$

где ρ — плотность пород;

g — сила тяжести;

h — высота колонны пород.

Для примерных расчетов плотность обычно берут равной $2,7 \text{ г/см}^3$ для коры, $2,9$ для базальтового слоя и $3,27 \text{ г/см}^3$ для верхней мантии.

Неравномерности давления, связанные с тектоническими напряжениями, не могут превысить «условно-мгновенную» прочность тектоносферы.

Из табл. 4 в первую очередь следует, что на глубинах в $50\text{—}60 \text{ км}$ и глубже невозможно сколько-нибудь длительное существование разломов без частого возобновления движений в их плоскостях. Так, например, А. Полдерват (1957) отмечает, что разломы, проникающие в мантию на глубину 700 км от поверхности, способны сохраняться в течение не более 10 лет, т. е. менее чем миг в геологической истории. Именно до глубин в $50\text{—}60 \text{ км}$ размещается подавляющее большинство очагов землетрясений и незначительное число глубокофокусных землетрясений достигает глубин в 700 км . Это тоже свидетельствует о возможности сохранения глубинных разломов до глубин в $50\text{—}60 \text{ км}$ и быстрое их заплывание и исчезновение (т. е. релаксация) — вниз. Еще ранее Ф. Адамс (1912) и П. Бриджмен (1918) показали, что уже к глубинам в 12 км трещиноватость стремится к нулю и совершенно исчезает к $20\text{—}24 \text{ км}$.

Отмеченные обстоятельства будут определять пути и способы перемещения растворов или газов и скорости их движения. В верхних частях коры путями движения преимущественно будут трещины либо очень пористые горизонты пород, в самых верхних частях разреза с относительно быстрыми их потоками; в нижних (глубже $10\text{—}12 \text{ км}$) преимущественно медленная фильтрация колонн растворов и газов через слабoporистые очень плотные породы, в связи с чем здесь возможно широкое проявление диффузии, молекулярного обмена и различных реакций между поровыми растворами и минералами пород. Вместе с тем на этих глубинах будет проявляться стремление растворов и газов проникнуть в зоны крупных разломов с их пониженным давлением, в которых принципиально изменяется характер и резко возрастает скорость движения флюидов. Очевидно, что на глубинах, где температура будет превышать 600°C (Штернберг, 1962), уже будет невозможно существование воды в жидком виде (по другим данным при температуре более близкой к критической температуре воды).

В связи с этим изменится способ переноса и отложения вещества при миграции флюидов.

Важными обстоятельствами будут отсутствие подземных вод на глубинах, превышающих 4—6 км, и по мере проникновения в зоны с возрастающим метаморфизмом пород резкое падение содержания воды, тем или иным способом связанной с минералами пород (от 4 вес. % в филлитах до тысячных долей процента в эклогитах). Обобщения и анализ данных различных исследователей, проведенные В. Белоусовым (1965, 1966), показали, что условия образования гранитоидов будут ограничены глубинами 7—15 км, а основных пород — от 60—70 до 200 км.

К сказанному выше необходимо добавить несколько слов о роли тектоники. Прежде всего следует отметить складчатость. Наиболее сложными и напряженными являются диапировые складки, в ядрах которых возникают особенно мощные брекчии, облекающие эти складки. Второе место по напряженности составляют складки скольжения с изгибом, среди которых следует отметить изоклинальные, опрокинутые или лежащие складки и складки с пережатыми ядрами (редки), а также обычные (с менее сжатыми крыльями) линейные геосинклинальные складки. Менее распространены складки скалывания, возникающие вследствие проскальзывания пород по серии секущих параллельных плоскостей сланцеватости или по тонкой сближенной трещиноватости. Наиболее низкую напряженность пликативных деформаций имеет брахимальная складчатость, характерная только для верхней, самой молодой части отложений, завершивших геосинклинальное развитие.

Первые два типа складчатых структур имеют большое значение в локализации руд в ряде крупных провинций. Линейная геосинклинальная складчатость имеет также большое значение для размещения и, вероятно, образования гранитоидов (приуроченность их к антиклиналям) и более высокого развития метаморфизма пород (J. Sutton, 1962). Наличие антиклиналей и синклиналей создает неравномерности в распределении давлений, что собственно и находит свое выражение в устремлении магм и растворов в области более низких давлений (антиклинали). Этому способствует также развитие брекчий, рассланцевание межпластовых перемещений (срывов) и т. д., т. е. дизъюнктивных деформаций, сопряженных со складчатостью или наложенных на нее.

Все эти деформации характерны для верхней части земной коры. В более нижних ее частях развиты складки пластического течения и в отдельных более прочных слоях будинаж, хорошо охарактеризованный А. Сорским (1952) и другими исследователями. Такая вертикальная зональность складчатости находится в полном согласии с изменением свойств пород в направлении увеличения на глубину пластических и уменьшения хрупких деформаций (трещиноватости в том числе).

Для рудных провинций и в целом для всех геосинклинальных областей характерно увеличение роли дизъюнктивных дислокаций

к концу геосинклинального развития в ущерб складчатому. Помимо этой закономерности, указывающей на увеличение жесткости, несминаемости этих территорий, что и приводит к выражению деформаций в иной форме, здесь наблюдается в такой же мере увеличение роли разломов в размещении магматических и рудных образований. Крупные разломы, а в ряде случаев и трещиноватость оказываются независимыми, наложенными на ранее проявленную складчатую структуру, усложняя ее. Крупные глубинные разломы нередко являются границами геотектонических зон, а также развиваются внутри них и служат каналами для излияний лав, местом локализации дайковых поясов и самих интрузивных массивов. Они являются мощными дренажными системами для вод различного генезиса и флюидов.

Как было отмечено выше, с глубиной уменьшается, а затем и исчезает трещиноватость и на большие глубины прослеживаются только разломы разных порядков, фиксируемые в настоящее время приуроченностью к ним очагов землетрясений.

Таким образом, и здесь отчетливо видна зональность трещинных структур с глубиной.

Если попытаться взвесить значение трещинных структур в размещении эндогенных месторождений, то бесспорно им принадлежит ведущая роль. Это видно как на рассмотренном нами примере Кураминской зоны, так и на ряде других провинций. Даже в тех случаях, когда складки определяют главные структурные черты месторождений, они никогда не существуют в «чистом» виде, а всегда сопровождаются серией разломов, создавая обычно комбинированные структуры.

Все сказанное выше дает право сделать общий вывод, что для образования месторождений благоприятны относительно небольшие глубины, а также представить основные условия, в которых возможно развитие магматических и метаморфических процессов, имеющих немаловажное значение в дифференциации вещества и в конечном итоге в рудообразовании.

Магматизм, условия отделения гидротерм и глубинность образования месторождений. В современной литературе достаточно внимания уделено связи между магматизмом и рудообразованием и поэтому нет смысла пересказывать известные данные. Мы считаем, что связь с определенными магмами специфических типов месторождений уже доказана практикой геолого-поисковых, разведочных и эксплуатационных работ. Всесторонние геологические исследования и экспериментальные данные позволяют выяснить особенности этих связей, характер процессов, протекающих в различных геологических условиях. В связи с этим для нас представляют интерес лишь некоторые стороны этой проблемы.

Специфический набор рудных и иных элементов, связанных, с одной стороны, с основными и ультраосновными, с другой — кислыми — гранитоидными магмами, заставляет нас кратко оста-

новиться на проблеме образования гранитов, поскольку от того или иного ее решения будет зависеть ряд важных следствий и выводов.

В недавнее время шли долгие споры о том, возникли ли граниты из одной (основной) родоначальной магмы или из двух различных магм, и предлагались различные механизмы дифференциации и взаимодействия этих магм. Несостоятельность первой точки зрения (образование гранитоидов из единой основной магмы) особенно ярко показал в 1934 г. Левинсон-Лессинг (1949), а также В. Лодочников (1936). Основными, только ей присущими противоречиями являлись отсутствие комплементарности пород при дифференциации родоначальной базальтоидной магмы (невозможность получить исходную магму из наблюдаемых соотношений предполагаемых ее дифференциатов) и значительная пространственная разобщенность распространения кислых и основных магм. Ни ликвационная, ни гравитационно-кристаллизационные гипотезы не в состоянии решить этих противоречий.

Бифилетическая гипотеза исходит из самостоятельного существования двух родоначальных магм — кислой и основной. Все разнообразие пород ею объясняется взаимодействием (сплавлением) этих магм между собой (синтектически-ликвационная гипотеза Ф. Левинсон-Лессинга). Помимо неясности, откуда, когда и как возникли эти две извечные магмы, как и в первой гипотезе, роль вмещающих магму пород была пассивной и сводилась к образованию зон контактово-метаморфизованных пород и отчасти их контаминации и ассимиляции. Обе гипотезы встали перед проблемой пространства, т. е. не только способом завоевания пространства для самих плутонов (особенно в связи с наблюдаемым сохранением реликтовых складчатых структур вмещающих пород и т. д.), но и особенно развитием гранитоидов только там, где образовалась верхняя, так называемая гранитная часть земной коры. Эти и другие проблемы в указанных гипотезах не находили удовлетворительного решения.

Наряду с отмеченными взглядами и взамен им возникли идеи палингенного образования гранитоидов — ультраметаморфизма, магматического замещения и гранитизации различных пород осадочной оболочки земной коры, которые теперь разделяют большинство исследователей. В этом отношении большая заслуга принадлежит Н. Фроловой (1950, 1953), которая высказала весьма плодотворную мысль об образовании гранитов путем анатексиса различных по составу метаморфических пород и обосновала ее на геологическом материале по Алдану. Защиту и развитие этой точки зрения мы находим в статье Ю. Шейнмана (1963). Он убедительно парировал возражения Е. Люстиха и А. Салтыковского против взглядов Н. Фроловой, привел интересные материалы по островным дугам, где отчетливо показал развитие этого процесса и пришел к выводу, что ювенильные граниты в природе отсутствуют.

Близкие взгляды о гранитизации, как магматическом замещении, высказывал Д. Коржинский (1952, 1962, 1964 и др.), который полагал, что с гранитизацией пород связано эндогенное рудообразование. Современные данные показывают, что гранитоиды распространены только в пределах верхней гранито-гнейсовой части земной коры, состоящей в основном из осадочных и эффузивно-осадочных пород, в разной степени метаморфизованных, и менее интрузивных пород разного (в основном кислого) состава.

Приведенные данные позволяют нам сделать ряд выводов: а) гранитоиды появились в результате ультраметаморфизма осадочных и эффузивно-осадочных пород, т. е. после образования первичных геосинклиналей и мощного осадконакопления; б) в процессе сложной метаморфической их эволюции этот исходный материал в основном определял состав образующихся гранитоидов и рудных компонентов заключенных в них; в) условия формирования магматического бассейна и процессы дифференциации в дальнейшем предопределяли количество, состав, время и последовательность появления гидротермальных растворов.

Исходя из современных геологических и экспериментальных данных, рассмотрим некоторые аспекты проблемы накопления летучих соединений в гранитоидной магме, условия их отделения, имеющей прямое отношение к глубинам образования различных типов руд. Здесь следует иметь в виду прежде всего: 1) глубины, на которых может зарождаться магматический бассейн; 2) распределение в нем летучих компонентов (и прежде всего главного из них — воды) в связи с температурой и давлениями, свойственными разным глубинам; 3) внедрение магм в верхние горизонты и изменения, связанные с этим; 4) условия отделения летучих соединений, причины, направление движения и законы, действующие в разных средах и условиях; 5) последовательность появления различных эндогенных образований.

Рассматривая связь месторождений с гранитоидами, нельзя ставить знак равенства между гранитоидным массивом и магматическим бассейном. Крупные интрузивы типа батолита могут быть как внедрившимися плоскими залежами, производящими на нас на данном эрозионном срезе впечатление крупного батолитового тела, и иметь слабую, кратковременную связь с магматическим бассейном, либо являться верхними выступами магматического бассейна. Между тем это имеет важное значение для выяснения причин зонального размещения месторождений. Мы считаем справедливым хорошо известное мнение С. Смирнова (1947) относительно того, что с конкретными массивами и дайками обычно нельзя генетически связывать месторождения, расположенные рядом с ними или в них же. Соответственно мы не станем сопоставлять положения этих массивов и даек, поскольку они не определяют глубин формирования месторождений, хотя бы потому, что известно очень большое количество случаев, когда массивы того же тектоно-магматического комплекса, что и рудные

месторождения, являются для руд обычными вмещающими породами.

Таким образом, для нашей цели будет необходимо рассмотреть глубины формирования магматических бассейнов, поскольку из них поступают флюиды в верхние горизонты коры. Мощность этих бассейнов и геологические условия их образования будут определять запасы и особенности отделения гидротерм. Попытаемся очень кратко рассмотреть эти условия.

Большое значение воды в образовании магм придавал В. Лодчиков (1936), считая ее петрогенным компонентом и подчеркивая, что, согласно закону Рауля, присутствие воды в магме должно приводить к уменьшению температуры ее плавления. Эти взгляды оказались особенно современными теперь. Роли воды в магме посвящена специальная статья Дж. Кеннеди (1957), в которой он, исходя из экспериментальных данных, рассматривает, как должна распределяться вода в вертикальной колонне расплава (штоке или батолите) глубиной в несколько миль. При этом берутся вероятные условия, когда магма достаточно длительное время находится в коре и в ней достигается диффузионное равновесие, при котором в различных точках батолита парциальное давление воды будет одинаковым, т. е. ее свободная энергия везде будет иметь одно и то же максимальное значение. Это не значит, что содержание воды в разных частях батолита будет одинаковым. Чтобы сохранить равное парциальное давление, ее содержание должно быть различным. Оно будет определяться разностью температур и различиями в величине внешнего давления. Увеличение внешнего давления на глубину будет вести к повышению парциального давления воды (хотя и не вполне пропорциональное этому росту) и тем самым приводить к ее перемещению вверх. Рост температур даст тот же результат. Таким образом, в более холодных частях расплава и в его частях, находящихся под меньшим внешним давлением (например в куполах, апофизах и т. д.), ее содержание будет более высоким. Отмечается, что при постоянном давлении уменьшение температуры расплава на каждые 100° ведет к увеличению растворимости воды примерно на 0,5 вес. %. Общие колебания содержания воды в расплаве, в зависимости от температуры, количественно невелики и здесь большее значение имеет давление.

Увеличение содержания воды, как показали О. Таттл и Н. Боуэн (1958), вызывает понижение температуры плавления магмы и соответственно более длительное ее застывание у контактов, где накапливаются водные флюиды, обогащая магму при застывании массива. Из табл. 5 видно, что равновесное (при расчетной температуре 1000° и различных давлениях) содержание воды в магме будет быстро уменьшаться с глубиной и чем больших глубин достигает магматическая камера, тем резче выражена тенденция большей части воды концентрироваться в самых верхних частях магматической камеры или бассейна. Далее из этого

Распределение содержаний воды в колонне гранитоидного расплава
(по Кеннеди, 1957)

Глубина, км	Давление, бар	Температура плавления гранитов, °C	Содержание воды, вес. %
1,8	500	760	9,0
7,5	2000	690	7,4
11,0	3000	660	3,5
15,0	4000	650	2,0

следует, что магматическая камера может быть насыщена водяным паром в самой верхней своей части.

Если попытаться рассмотреть возможное равновесное содержание воды на горизонте равного давления, то к краям (к контактам)

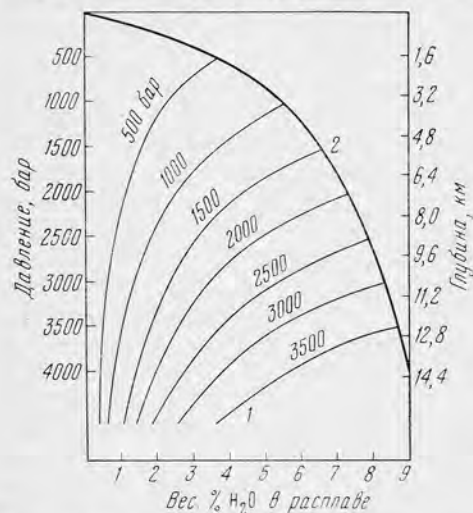


Рис. 27. Равновесное распределение воды в альбитовом расплаве, находящемся в гравитационном поле Земли (по Дж. Ферхугену, 1949)

1 — эквипотенциальные кривые насыщения H_2O ;
2 — кривая насыщения (давление H_2O равно внешнему давлению)

участки магмы должны быть более обогащены водой, чем ее центральные части (при наличии температурного градиента на этом интервале). Поскольку вопросы термодинамики в этой области не разработаны, то все эти положения носят пока качественный характер. Необходимо иметь в виду, что далеко не обязательно, чтобы внешнее давление равнялось парциальному давлению воды в расплаве; чаще оно выше парциального. Этот случай рассмотрен Р. Горансоном (1937) и развит Дж. Ферхугеном (1949) для альбитового расплава (рис. 27), который близок к гранитоидному. Из этой диаграммы видно, что при равенстве парциального давления

воды в расплаве с внешним давлением будет достигнуто ее равновесие с расплавом. На рис. 27 видна и общая тенденция к увеличению равновесного содержания воды с глубиной в связи с ростом давления на магму; это же отмечают Н. Хитаров и др. (1967). Ими установлено количество весовых процентов воды, способных раствориться в гранитной магме (23 км — 10,3; 16 км — 7; 11 км — 5,6 и т. д.). Сравнивая приведенные данные с рас-

пределением воды в колонне расплава (см. табл. 5), можно видеть, что на глубинах магма будет недосыщена водой. Если бы она могла достигнуть величин, близких к насыщенному состоянию, то, как указывает Дж. Кеннеди, такое состояние сразу же привело бы к быстрому пересыщению верхних частей магматической камеры водой и вызвало бы взрыв (поскольку сохраниться такое состояние в мощной вертикальной колонне не может).

Итак, имея в виду эти экспериментальные данные, рисующие общий характер и направленность процессов, попытаемся рассмотреть, что можно ожидать в реальной геологической обстановке для различных глубин земной коры при образовании различных бассейнов гранитоидов.

В. Белоусов (1965, 1966), анализируя разнообразные данные, допускает, что наиболее благоприятными глубинами для плавления гранитоидов являются 7,5—15 км (при минимальной верхней границе 5 км); несколько шире дается диапазон гранитизации (7,5—20 км). М. Гзовский (1963) полагает возможным выборочное плавление при высоком геотермическом градиенте и больших тектонических напряжениях на несколько больших глубинах, и, наконец, Н. Хитаров и др. (1967) допускают такую возможность до глубин в 35—50 км, т. е. до самых низов земной коры.

Помимо отмеченных условий и возможностей образования гранитоидной магмы, уместным будет еще раз напомнить о значительном различии геотермического градиента не только в таких крупных геотектонических элементах, как платформы и геосинклинали, но и в пределах последних, а также в смене состава, степени метаморфизма пород с глубиной и содержания воды в последних. Это имеет значение в выяснении возможности как заимствования, так и потери воды в процессе образования магмы и взаимодействия ее с боковыми породами. Так, в верхних рыхлых слабо- или совсем неметаморфизованных породах содержание воды в различных формах может достигать от нескольких до первых десятков весовых процентов: в филлитах ее содержится в среднем около 4%, в кристаллических сланцах, гнейсах, амфиболитах 1—2% и гранулитах около 0,35%. Наконец, следует иметь в виду и предлагаемые Д. Коржинским водные сквозьмагматические растворы, существование которых допустимо исходя из дегазации планеты.

Предположим, что в силу отмеченных ранее условий имеются возможности образования гранитоидов на глубинах от 20 км и более (до низов гранитной коры). Вещающими породами здесь могут быть эклогиты, гранулиты и в лучшем случае породы амфиболитовой стадии метаморфизма, в которых содержание воды соответственно будет колебаться от ничтожных следов (0,35 вес. %) до 2 вес. %.

Таким образом, выборочное плавление этих пород позволит ассимилировать крайне ничтожное количество воды. Соответственно образованная магма будет «сухой», следовательно, более тугоплавкой и резко недосыщенной водой. Поэтому, если к месту

ее образования будут поступать предполагаемые водные «сквозь-магматические» растворы, они будут освоены ею.

Кроме того, на этих глубинах, где нет трещиноватости, движение сквозьмагматических флюидов будет диффузионным, очень медленным и незначительным. Поэтому такой источник рудообразования хотя и возможен, но ограничен.

Если предположить, что возникшая на этих глубинах магма внедрится в верхние горизонты коры, то она также не будет способна выделить сколько-нибудь существенного количества гидротерм, способных создать рудную минерализацию, поскольку воды, имеющейся в ней, едва достаточно, чтобы заполнить собственные поровые пространства. Рассчитывать на значительный приток вод из вмещающих пород путем диффузии нельзя; это может существенно увеличить ее запасы лишь в эндоконтактных зонах.

Таким образом, нет оснований полагаться на гранитоидные магмы, возникшие на больших глубинах, как на источник рудоносных растворов.

Рассмотрим теперь условия образования гранитоидной магмы в условиях 5—15 км от поверхности Земли.

В указанном интервале глубин в гранитоидной магме содержание воды может колебаться примерно от 2 (в низах) до 10 вес. % (в верхних частях интервала). В геосинклинальных условиях за сравнительно короткий срок (1—2 геологических периода) могут накопиться многокилометровые толщи водообильных осадочных отложений (среди которых на долю глинистых пород приходится около 80%), а также эффузивных и пирокластических пород. Максимальная их мощность не превышает 15 км, в среднем она колеблется от 4,5 до 4 км. Как было нами отмечено раньше, в глинистых осадках содержание воды может достигать нескольких десятков процентов и несколько меньше ее в других породах. В короткий срок (100—150 тыс. лет) рыхлосвязанная гравитационная вода покинет осадок, частично пополнит бассейны седиментации и частично запасы подземных вод. Однако в породах останутся значительные запасы вод, которые, по расчетам Ю. Мухина (1965), способны сохраниться в течение одного-двух геологических периодов без больших изменений. В более древних осадках, метаморфизм которых обычно не выше метаморфизма фации зеленых сланцев, содержание воды достигает 4 вес. %. Иначе говоря, этот интервал сложен породами, содержащими значительные запасы воды, входящей в состав самих минералов, и в других формах, вплоть до подземных вод в верхней части этого интервала. Кроме того, здесь широко развиты разломы, трещиноватость и еще значительна пористость осадков, т. е. проницаемость пород весьма высокая в противоположность нижней зоне.

Учитывая высокий геотермический градиент в геосинклинальных зонах и, как полагают, более высокий в прежние эпохи — в 2—5 раз выше современного (Белоусов, 1966), в процессе прогибания осадков будет происходить их прогрев. По расчетам

Дж. Ферхугена (1961), он происходит быстро, почти со скоростью осадконакопления (50% конечной температуры достигается за 1 млн. лет). При геотермическом градиенте в 140 *град/км* уже на глубинах в 5 км будут температуры, вполне достаточные для образования гранитоидной магмы и гранитизации этих пород. В современных прогибах, например в Чоп-Мукачевском, где местами геотермический градиент достигает 80 *град/км*, можно ожидать развития этого процесса на глубинах в 8—9 км при наличии достаточного количества воды, понижающей температуру плавления гранитоидов до 650—700° С и при давлении на этой глубине около 2000 бар.

Известные нам данные по палеозойским геосинклинальным зонам позволяют прийти к выводу, что интенсивный региональный метаморфизм, связанный с гранитизацией пород и образованием крупных батолитовых интрузивов, как правило, приурочен к главной фазе складчатости, следующей за наиболее интенсивным прогибанием и накоплением мощных осадочных и эффузивно-осадочных толщ и инверсий.

По Дж. Ферхугену (1961), теплота, обязанная динамическим явлениям (стрессу), — не главная причина метаморфизма. Известняки золенгофена, будучи сокращены на 20% при 10 000 атм, дали только 10 *кал/г*; необходимо же для метаморфизма как минимум от 80—100 до 200 *кал/г*. Главнейшее значение стресса состоит в создании путей миграции (сланцеватости, трещиноватости, разломов и т. д.), в увеличении скорости движущихся метаморфизирующих растворов и реакций обмена вещества.

Таким образом, в интервале глубин 5—15 км будут несравненно более благоприятные условия для образования магматических бассейнов, особенно в период инверсии, когда после длительного прогибания и мощного накопления осадков в условиях водной среды происходит главная, наиболее мощная фаза геосинклинальной складчатости и образуются батолитовые интрузивы, отголки больших запасов магмы на глубине, где идет ее дальнейшая дифференциация и то постепенное накопление флюидов в верхних частях бассейнов, которое обычно находит свое выражение на следующих этапах развития при внедрении малых интрузий и даек.

Важным условием для образования больших запасов гидротерм будут не только размеры, но и мощность (глубина проникновения) магматического бассейна, что только и может создать большие скопления растворов в купольных его выступах. Высокая колонна магмы будет создавать дополнительные возможности поглощения вод из окружающих пород в ее нижних частях, поскольку в силу отмеченного распределения воды в магматической колонне нижние ее части будут постоянно обедняться ею вследствие поднятия воды в апикальные части бассейна. Другой такой причиной явится подток вод в силу стремления более хододных водных масс двигаться в сторону нагретого пространства. По этому

расчету, магма явится своеобразным лифтом для воды, способствующим омыванию массива водами, приводящим к выносу веществ из окружающих пород и самой магмы. Разломы в этом отношении будут иметь особенно большое значение как дренажные системы, обеспечивающие быстрый приток вод, привнос и вынос веществ. Такой очаг способен обеспечить весьма длительный период поступления мощных потоков гидротерм.

Характер отделения гидротермальных растворов детально рассмотрен в ряде работ В. Николаева (1953 и др.), где показаны условия сравнительно спокойного отделения растворов и бурного их выделения при ретроградном вскипании; эти работы хорошо известны геологам. А. А. Пэк (1968), рассматривая этот вопрос с иных позиций, пришел к выводу, что близповерхностные интрузивы будут склонны к ретроградному вскипанию растворов, а спокойное их выделение характерно для глубинных условий застывания рудоносных магм в условиях фильтпрессинга (т. е. выжимания гидротерм из пор).

Изложенные выше данные привели нас к выводу, что гранитоиды, способные выделить достаточно большие количества гидротермальных растворов, могут сформироваться лишь на глубинах от 5 до 15 км. Поскольку рудообразование, включая пегматиты, может происходить только в самих верхних частях таких бассейнов, допуская при этом, что они в состоянии кристаллизироваться на месте без внедрения, мы тем самым определяем максимальный уровень глубин, до которых способны распространяться месторождения. Нам представляется, что глубины образования пегматитов указывают на то, что глубина исходных источников флюидов — начальный уровень рудообразования равен 7—7,5 км.

Условия, причины и некоторые вопросы динамики движения гидротермальных растворов. Рассматривая вопрос о движении растворов, необходимо в первую очередь отметить основные условия, которые будут определять применимость к ним тех или иных физических законов.

Из предыдущего материала следует, что на глубине, где температура пород превышает 600°C и вода может существовать только в газообразном состоянии, перенос веществ будет осуществляться в газообразном виде и к движению такой воды приложимы законы газовой динамики. То же будет относиться и к расплавам, ее содержащим.

Газовое состояние характерно для больших глубин и в основном будет зависеть от геотермического градиента. При высоких градиентах (до 140 град/км) эта глубина может быть порядка 5—6 км, где еще будет достаточно развита трещиноватость пород, но уже будет довольно низкая пористость из-за уплотнения осадков. Для обычных градиентов (около $30\text{—}35\text{ град/км}$), характерных для геосинклинальных областей, высокие температуры будут уже на глубинах около 20 км, где трещиноватость окажется исчезающе малой либо будет отсутствовать и основными путями мигра-

нии газов будут породы и решетки кристаллического вещества, т. е. в основном диффузия.

В верхних горизонтах земной коры, где температура ниже 600°C , и здесь кроме газов и паров, поступающих с глубин, уже может находиться вода в жидкой фазе, условия иные. Прежде всего это будут трещиноватые породы с разломами разных порядков, и чем выше, тем более пористые породы. Кроме того, в верхних горизонтах будут водоносные породы, с которыми поступающие снизу растворы вынуждены вступать во взаимодействие и в конечном счете подчиняться законам их движения. В этой верхней зоне земной коры основными каналами перемещения растворов явятся в основном трещины и разломы и только в рыхлых отложениях, у поверхности, значительное место будут занимать сильно пористые, не менее проницаемые породы.

В твердых породах движение растворов и флюидов будет подчиняться закону Дарси:

$$Q = \frac{K}{\mu} \cdot \frac{dp}{dx},$$

где Q — расход раствора на единицу площади;

K — проницаемость породы (в миллидарси);

μ — вязкость раствора;

$\frac{dp}{dx}$ — градиент давления, обуславливающий фильтрацию, г/см^3 .

$$K = \frac{\pi n d^4}{128},$$

где n — количество пор на единицу площади;

d — средний диаметр пор.

Из этой формулы видно, что скорость фильтрации возрастает в четвертой степени от роста диаметра пор.

В магме, где перенос вещества осуществляется в газовой фазе, всплывание газовых пузырей будет определяться законом Стокса:

$$V = \frac{2\rho r^2}{\mu g} \cdot \frac{1}{\alpha} (P_p - P_\phi),$$

где V — скорость всплывания газового пузыря;

ρ — плотность пузырьков газа (удельный вес);

r — радиус пузыря;

μ — вязкость среды (магмы);

g — ускорение силы тяжести;

α — коэффициент, зависящий от среды (для жидкой среды он приблизительно равен $2/3$);

P_p — плотность магмы;

P_ϕ — плотность флюида.

Как следует из формулы, в магматическом расплаве подъем газовых пузырей будет зависеть от вязкости расплава, самого

газа, от квадрата радиуса поднимающегося пузыря и некоторых других показателей. Вязкость, участвующая в обеих расчетных формулах для газов и жидкости, будет иметь различную зависимость от давления и температуры. Рост давления приводит и в газах, и в жидкостях к увеличению вязкости, а рост температур уменьшает вязкость жидкости, но, наоборот, увеличивает вязкость газа.

Таким образом, общий обзор условий, которые будут в основном управлять движением газов и растворов, показывает существенные отличия, которые надо иметь в виду. Необходимо отметить, что причины движения растворов не были оставлены без внимания геологов, поскольку их важность очевидна. В. Линдгрэн (1935) считал, что «движущей силой могло служить беспрепятственное выделение газов, толкающих впереди себя столб конденсированного раствора». По его представлениям, рудоносные растворы могут подниматься «самостоятельно вследствие того, что их непрерывно подталкивает снизу давление пара». Разделяя эту точку зрения, В. Эммонс (1937) придает давлению пара решающее значение не только как силе, позволяющей двигать растворы, но и образовывать трещины.

Совершенно очевидно, будет ли двигаться пар или совместно с ним вода, находящаяся в данном месте под тем же давлением, все равно должна существовать разность давлений (градиент давлений), определяющая при данных сечениях каналов скорость и направление этого движения (т. е. вектор движения). Это важное положение отчетливо звучит у К. Росса (1937), который поддерживает точку зрения В. Линдгрена. Он связывает возможность обогащения растворов газовой фазой с остаточной, богатой летучими веществами, магмой. Эта фаза, по его мнению, выделялась непосредственно после сбросообразования, т. е. в период наибольшей проницаемости толщ, и действовала как сила, движущая связанную с ней жидкость в направлении уменьшения давления.

Иную точку зрения высказывал Л. Грейтон (1946). Он считал, что движение растворов определяется выжимающим давлением колонны вышележащих пород, т. е. разностью между гидростатическим и литостатическим давлением; иначе говоря, разность давлений, создаваемых столбом пород, равным высоте столба раствора. Этим самым им предлагается устойчивый постоянно действующий механизм движения, не зависящий от случайных факторов.

А. Бетехтин (1953), подвергая неоправданно суровой критике изложенные представления, писал, что «каждый из них стремится разрешить этот вопрос с узко односторонней позиции, причем из существующих положений точных наук подбираются те, которые в какой-то мере подкрепляют ту или иную предвзятую идею. Весьма характерна также тенденция считать, что выдвигаемые ими гипотезы могут иметь универсальное значение вне зависимости от условий пространства и времени. Частные явления,

устанавливаемые для определенных групп месторождений, обычно пытаются распространять на все типы гидротермальных проявлений, не учитывая особенностей процессов рудообразования в зависимости от физико-химических условий, господствовавших на различных глубинах в земной коре». Отмечая, что гидротермальные образования приурочены к трещинным полостям, он придает им большое значение и предлагает иной побудительный механизм движения растворов. По его мнению, для месторождений, образовавшихся в близповерхностных условиях, движения этих растворов можно отождествить с движением артезианских вод, обязанных разности внутреннего и внешнего давления, проявляющегося в момент возникновения трещинных полостей. В глубинных же условиях, особенно для трещин, возникающих в материнских интрузивных массивах, в которых, по А. Бетехтину (1952, 1953), большинство трещин являются слепыми, не выходящими на поверхность, и нередко имеют контракционное происхождение, возникает возможность отведения рудоносных растворов и насыщающих их паров из остывающего интрузива, хотя внешнее его давление выше, чем давление насыщенных паров в этих рудоносных растворах. Причину такого движения он видит в том, что в момент образования трещин и их мгновенного приоткрывания обязано возникнуть разреженное пространство (вакуум) «... и если трещина своим концом (пусть даже волосной трещины) проникнет в участок гидротермальных скоплений растворов, то немедленно, в силу возникшей разности давлений, эти растворы устремятся в трещинную полость».

Нетрудно видеть, что предложенный механизм движения столь же кратковременен, как и само приоткрывание трещин, и создать постоянного потока не может; оно закончится моментом всасывания и то при особо благоприятных условиях — наличии рядом очага рудоносных растворов.

Ф. Вольфсон (1962), считая критику А. Бетехтина справедливой и признавая, что изложенные им представления более реальны, чем представления других геологов, вместе с тем полагает, что его объяснение приложимо только для быстрого проникновения растворов из мест их скопления, в то время как при образовании многих гидротермальных месторождений необходимы условия длительного просачивания растворов, которое может быть осуществлено не в обстановке растяжения (раскрытия трещин), а в обстановке сжатия и выдавливания растворов, находящихся в магматическом очаге. Приведенное дополнение в целях улучшения гипотезы А. Бетехтина не достигает цели, поскольку требует (помимо сохранения близости очага рудоносных растворов) допущения постоянно действующего сжимающего тектонического усилия. Учитывая, что сжатие приводит к сдавливанию, закрытию трещин, приходится говорить о путях движения, связанных с приоткрытыми участками в местах искривлений трещин (т. е. локальными и в ряде случаев изолированными полостями). Кроме

того, Ф. Вольфсон невольно вступает в противоречие с собственными, не раз опубликованными высказываниями о том, что образование большинства эндогенных месторождений происходит в конце геосинклинального развития рудоносных провинций при переходе их в платформенное состояние, т. е. в условиях резкого сокращения тектонической активности, уменьшения амплитуд перемещений по разломам. Поскольку такие тектонические усилия являются временными, непостоянными по направленности и напряжениям, то они в состоянии только временно усилить или ослабить движение растворов, изменить направление потока, перекрыв старые и создав новые пути, но не могут обеспечить стационарную, достаточную продолжительность его действия.

Мы остановились на этих гипотезах потому, что первые подробно разобраны А. Пэком (1968). Гипотезы Л. Грейтона и Линдгрена — Росса, по его мнению, отражают реальные причины движения растворов, имеющие математическое обоснование и находящие себе подтверждение в природе. Он отдает предпочтение гипотезе Грейтона, потому что она отражает общую причину (гравитацию), тогда как гипотеза Линдгрена — Росса является ее следствием. Различие обеих гипотез состоит не в причине, побуждающей двигаться растворы, а в различной физике рассматриваемых процессов. Если разбирать физическую сторону фильтрации флюидов из пород и остывающих магматических массивов, в которых они находятся в поровых пространствах, то их движение, являясь ламинарным, будет происходить по закону Дарси. Как только эти растворы попадут в трещины, появится возможность их движения не только за счет разности между гидро- и литостатическим давлением, но и за счет всплывающих газовых пузырей.

Отмечая, что в интрузивных и метаморфических породах пористость редко превышает 2% и даже опускается ниже 0,2%, в то время как в осадочных и эффузивно-осадочных породах она имеет значительный диапазон колебаний (от долей до десятков процентов — нередко до 20—35), А. Пэк делает расчеты скорости и возможных количеств отделяющихся флюидов и определяет механизм самого явления при остывании гранитоидов, рассматривая их как источник ювенильных растворов. При этом он принимает в качестве постулата 100-процентное заполнение флюидом порового пространства кристаллизующегося интрузива. Отжатие этих растворов, как заключительный момент консолидации, при уменьшении пористости интрузива на 1% позволяет высвободить из 1 км³ породы около 10 млн. м³ гидротермальных растворов. Силой, способной отжать эти растворы, является давление колонны пород, передающееся в первую очередь на заключенный в порах флюид, а по мере уплотнения кристаллизующейся магмы — на ее твердый каркас, спрессовывая и уплотняя его до наступления равновесия между внешним давлением и силами сопротивления, оказываемыми каркасом и поровым раствором. На глубинах 7—8 км, где давления достигают 2000 бар, а температура может

достигать 600°C (при геотермическом градиенте $75\text{--}85\text{ град/км}$) плотность флюида составит $0,6\text{ кг/см}^3$. Соответственно градиент давлений будет равен разности удельных весов гранитоидов и флюида, т. е. $2,7 - 0,6 = 2,1\text{ кг/см}^3$. Главную его массу будет занимать вода. Основные физические параметры воды и водяного пара — плотность, вязкость, теплоемкость, теплопроводность, объемное расширение, поверхностное натяжение и т. д. будут определяться температурой и давлением. Для рассматриваемой проблемы особенно важны первые две константы. Плотность воды изменяется слабо до критических давлений (225 атм) и быстро выше этих давлений. При изобарических давлениях, например 2000 бар , в интервале температур от 0 до 350°C она меняется от $1,001$ до $0,5\text{ г/см}^3$. До критических температур (374°C) вода имеет ограниченную растворимость ее паров (максимальную при критическом давлении) и неограниченную при температурах выше критической. Она постепенно переходит из жидкого в газообразное состояние в массе рвущихся молекул. Старые представления, что выше критической температуры вода не может находиться в жидком виде, оспариваются. Лишь выше 650°C химически чистая вода (вне зависимости от давления) не может находиться в жидком виде. Для минерализованных растворов предел еще выше, примерно около 700°C (А. Штернберг, 1962).

Максимальная скорость течения флюида (при давлении 2000 бар и температуре 600°C и соответствующей этим условиям вязкости $\mu = 7 \cdot 10\text{ кг} \cdot \text{сек/см}^3$) равна скорости диффузии $V = 10\text{ см/1000 лет}$ ($K = 0,0001\text{ мд}$) и соответственно 100 м за 1 млн. лет , что, по представлениям Г. Йодера (1957), является предельной величиной зоны контактового метаморфизма. Нельзя согласиться с отмеченной Г. Йодером предельной величиной зон контактового метаморфизма, так как нами и другими исследователями в горных выработках наблюдались зоны с истинной мощностью 500 и даже 900 м . Очевидно, для появления таких мощных зон контактового метаморфизма необходимо допустить более длительный срок их образования, а также иные скорости фильтрации флюидов. Однако введение этих поправок не позволяет этот механизм фильтрации растворов считать сколько-нибудь существенным при образовании промышленных месторождений.

Весьма показательные расчеты приведены А. Пэком и для подъема газовых пузырей в магматической камере. Привлекая данные различных исследователей, он указывает на большой разброс цифр по вязкости магматических расплавов, главной силы, противодействующей эффективному перемещению вещества. Так, для водонасыщенного пегматитового расплава она равна $10^3 \div 10^5\text{ пз}$, т. е. в $10^6 \div 10^8$ раз большей, чем вязкость гидротермального раствора (равной 10^{-3} пз). Вязкость кислого силикатного расплава $10^{12} \div 10^{14}\text{ пз}$; альбитового 10^8 , а водонасыщенного (более 5% воды) гранитного расплава, при 800°C и давлении 2000 бар , 10^4 пз . Беря эту последнюю цифру для расчетов, А. Пэк

показал, что газовый пузырь радиусом в 1 м в соответствии с законом Стокса будет всплывать в такой магме со скоростью около 100 м в год (а пузырек с $r = 1$ мм пройдет это расстояние за 1 млн. лет). Как только он достигнет кристаллизующейся части массива и фильтрация будет осуществляться через поры, вступит в действие закон Дарси и скорость движения газов и паров резко упадет до приведенных ранее цифр. Учитывая, что, согласно Э. Ингерсону (1958), время кристаллизации небольшого массива радиусом в 1 км происходит очень быстро (кристаллизация коры в 40 м за 100 лет и 250 м за 1000 или 3—5 тыс. лет с учетом экзотермических реакций кристаллизации), летучие компоненты магмы будут отгоняться внутрь массива. Учитывая их медленное просачивание сквозь поры, на малых глубинах, при возникновении избыточной концентрации летучих, может произойти ретроградное кипение и возникновение жидкой фазы с избыточным давлением, способным вызвать взрыв или выброс как растворов, так и магмы за пределы тела кристаллизующегося массива, а также компенсировать усадочные явления при застывании интрузива. В глубинных условиях ретроградное кипение окажется невозможным и возникшее избыточное давление, помимо компенсации усадки при кристаллизации, будет стремиться расширить камеру* (по расчетам на 0,05%). Поскольку на больших глубинах, где разность температур между вмещающими породами и магмой будет меньшей, чем вблизи поверхности Земли, эта кристаллизация будет происходить миллионы лет и газовая фаза успеет рассосаться в магме путем конвекции, создавая равновесное ее распределение. Учитывая длительность процесса, в этих условиях откачки растворов под давлением пород будет единственной реальной силой сброса излишней части флюидов.

Приведенные расчеты показывают, что процесс накопления летучих соединений в магматическом очаге — медленный, требующий спокойного периода, при котором только и может происходить выравнивание парциальных давлений газов в магматическом бассейне и подъем их в верхние части по механизму, показанному Дж. Кеннеди. Этим, по нашему мнению, объясняется тот «запас дыхания» гидротермальной деятельности, по сравнению с неоднократным внедрением разновидностей гранитоидов, которое мы видим в различных провинциях; причем не каждый тектоно-магматический цикл завершается ею, потому что количество накопившихся флюидов не привело еще к насыщению ими и последующему выделению в самостоятельную фазу, способную создать рудные образования. Это видно, в частности, и на примере Кураминской зоны, в которой совершенно достоверно фиксируются лишь два периода гидротермальной деятельности — верхнекарбоновый (донижнепермский) и верхнепермско-нижнетриасовый

* Этим, по-видимому, объясняется редкость или отсутствие контракционных трещин (автор их не встречал).

(?). Первый был значительно меньшим по мощности самого процесса и поэтому кварц-турмалиновые и кварцевые жилы, образовавшиеся в этот период, практически безрудны, что свидетельствует также о еще недостаточном выносе и накоплении рудных компонентов. В противоположность ему верхнепермско-нижнетриасовый тектоно-магматический цикл, завершивший геосинклинальное развитие этой провинции, создал мощный, длительный, меняющийся во времени, поток гидротерм, образовавший все рудные богатства Кураминской зоны.

Возможный механизм экстракции, переноса и накопления рудного вещества в магматическом бассейне поднимающимися вверх газами под действием силы тяжести пород, при выжимании типа фильтрпрессинга и в результате стремления всей системы к равновесному распределению летучих компонентов был показан в работах Л. Грейтона, К. Феннера, В. Николаева, Г. Куллеруда, Л. Овчинникова и других.

В зависимости от глубины, на которой располагается магматический очаг (основной источник рудоносных растворов), дальнейшее движение растворов может либо продолжаться по внедрившимся, еще не остывшим массивам (к их апикальным частям), либо по разломам или пористым пространствам вмещающих пород. Проникая во вмещающие породы, гидротермы метаморфизуют их и, естественно, вступают в среду, которая сама может содержать определенный запас подземных вод со свойственным им гидродинамическим режимом. К сожалению, насколько нам известно, нет работ, в которых была бы сделана попытка выяснить палеогидрогеологические условия времени рудообразования и поэтому пока приходится идти по линии некоторых возможных аналогий с современным режимом вод глубокой циркуляции. Желание ряда современных гидрогеологов свести рудообразование к простой циркуляции артезианских напорных вод, несущих рудные компоненты и отлагающих их в местах разгрузки вод, неубедительны из-за очень большого упрощения проблемы и игнорирования многочисленных достоверных данных, не находящих никакого объяснения при такой трактовке вопроса. К основным таким возражениям и противоречиям, по нашему мнению, относятся:

1) резкое уменьшение подземных вод с глубиной. Об этом свидетельствуют прямые наблюдения по современным глубоким рудникам, в которых наиболее обводненными являются глубины обычно до 500—700 м; ниже они практически сухи и в них встречаются лишь отдельные небольшие водотоки по некоторым зонам дробления. Данные о встрече подземных вод на глубинах 4—6 км единичны;

2) подземные воды циркулируют во все времена и во всех геотектонических структурах, однако рудоносными оказываются определенные их типы, и рудообразование проявляется лишь в некоторых геотектонических зонах в сравнительно короткий отрезок времени и в строгой последовательности появления

определенных типов руд (от высоко- к низкотемпературным образованиям);

3) магматизм проявляется в разные этапы развития геосинклинальных зон и поэтому способен оказывать на них тепловое и иное воздействие, повысив их агрессивность, изменив состав и т. д., но рудообразование проявляется лишь после некоторых магматических циклов, и характер руд определяется типом магматизма, а не циркуляцией подземных вод.

Вместе с тем это не значит, что мы намерены полностью отрицать роль подземных вод в дифференциации, миграции вещества и многих химических реакциях, проходящих с их участием.

В этом отношении представляет интерес судьба вод, захороненных в процессе осадконакопления, изменения плотности и пористости пород; характер движения вод в различных условиях глубин и некоторые другие сопутствующие им явления. Необходимость такого рассмотрения диктуется тем обстоятельством, что рыхлый осадочный чехол может достигать в геосинклинальных зонах к началу рудообразования или развития магматизма значительных мощностей (до 15 км), т. е. глубин, на которых эти процессы могут развиваться. Как известно, на долю глинистых осадков из общего набора осадочных пород приходится около 80%, второе место занимают песчаники (10%), затем известняки (7%), а на долю остальных отложений приходится небольшая часть общей мощности осадочных образований. В общей же массе геосинклинальных осадков около $\frac{1}{4}$ составляют эффузивы. Поэтому глинистые и песчано-глинистые отложения подвергались всестороннему изучению. Сводку по интересующим нас вопросам недавно опубликовал Ю. Мухин (1965). Он отмечает, что в процессе выделения воды из осадков необходимо выделять две главные стадии: первую — при текучей консистенции осадка, проходящую в течение тысячелетий и десятков тысячелетий, и вторую — при пластическом и твердопластическом его состоянии, при котором потеря воды происходит в течение миллионов и десятков миллионов лет. Так, например, расчеты, произведенные им для верхнеюрских осадков, показали, что в первую стадию уплотнения слоя мощностью 30 м его мощность уменьшилась примерно вдвое и при этом с 1 км² площади выделилось 15,6 млн. м³ воды, пополнившей бассейн седиментации и запасы грунтовых вод; во вторую стадию (на протяжении 70—80 млн. лет) мощность слоя стала равной 10 м и при этом выделилось 4,5 млн. м³ воды. Пористость за весь период уменьшилась с 80 до 40%.

Расчетами установлено, что в среднем около 85% вод, захороненных в процессе осадконакопления, представляют собой гравитационные воды, которые при уплотнении (диагенезе и эпигенезе осадков) отжимаются сравнительно быстро (в первые тысячи и десятки тысяч лет). Около 15% вод остаются в форме вод, связанных с осадками, и отжимаются на протяжении десятков миллионов лет. Эти воды имеют большое значение особенно в процессах

метаморфизма пород, образовании палингенных гранитоидных магм, а также в рудообразовании (вода ассимилированная, а затем выделенная магмой в виде флюидов и т. д.).

При лабораторных опытах установлено, что по мере увеличения давления минерализация отжимаемой воды уменьшается. Это обстоятельство, как нам кажется, можно объяснить тем, что на первой стадии отжатия породы покинет захороненная минерализованная гравитационная вода бассейна седиментации; позже отжимается вода, «рыхло» и «плотно» связанная с минералами пород (межплоскостная, конституционная и пр.), высвобождение которой знаменует собой начало метаморфических преобразований пород.

Исследования глубоких скважин показали, что объемный вес осадочных пород в состоянии естественной влажности закономерно возрастает с глубиной. Вблизи земной поверхности он равен 1,8—2,0, на глубине 1—2 км 2,3—2,5, а на глубине около 3 км 2,7 г/см³, т. е. практически равняется удельному весу минерального скелета многих глинистых и других пород. Это происходит вследствие уменьшения пористости почти до нулевых значений и свидетельствует о начале метаморфизма. Так, например, на глубине 3200 м майкопские глины начинают переходить в глинистые сланцы и в них появляется свойственная этим породам сланцеватость. Поэтому, когда при расчетах мы принимаем прямолинейную зависимость роста литостатического давления с глубиной, то допускаем известное округление этих цифр (взяв в среднем 2,7 г/см³), что, впрочем, для выявления общей картины процесса не имеет существенного значения.

Изучение глубоких скважин в разных районах мира показало, что только на глубине 400—500 м сохраняются гидростатические давления в пластах подземных вод, ниже они занимают промежуточное положение между гидростатическим и литостатическим (или геостатическим) давлением. Так, например, в Майли-су (Ферганская котловина) в верхних палеогеновых водоносных горизонтах пластовое давление равно гидростатическому, в то время как в юрском водоносном горизонте (на глубине 2280 м) оно составляет 360 атм, т. е. на 100 атм превышает гидростатическое, свойственное для этих глубин, и составляет 74% геостатического давления. Аналогичная картина отмечалась в Туркмении, Пакистане и в других местах. Однако этот рост давления не определяется только глубиной и для всех районов для одной и той же глубины неодинаков. Так, например, в одной из скважин в Туркмении на глубине 2810 м давление пластовых вод оказалось в 1,6 раза выше гидростатического и составило 77% от давления колонны пород. Наглядные графики по Пакистану и Ирану приведены Ю. Мухиным (рис. 28), в которых, помимо плавного нарастания, видны и скачкообразные изменения геостатического давления. С глубиной оно приближается к литостатическому давлению, но всегда меньше его. Объяснение этому явлению видят в передаче

всего или части геостатического давления на воду, заключенную в порах пород. Однако остается неясным, почему в одних случаях это давление передается, а в других нет, и какова природа этого явления.

Анализ приведенных и других данных привел исследователей к выводу, что имеются принципиальные различия между зоной гидростатических давлений, где гидравлический градиент очень

низок и часто составляет 0,005—0,0004, и нижней переходной зоной, в которой градиент возрастает в тысячи и десятки тысяч раз.

В связи с этим Ю. Мухин (1965) предлагает выделять: зону гидростатических пластовых давлений до глубин 500 м, в которой происходит отжатие гравитационных (свободных) вод и их движение подчиняется законам гидродинамики; зону переходных пластовых давлений примерно до глубин 1500 м, где происходит отжатие рыхлосвязанной воды и резко уменьшается пористость пород, и зону гидростатических пластовых давлений, в которой начинается отжатие плотносвязанной воды, входящей в состав минералов, в их межплоскостные пространства и т. д.

В двух последних зонах, граница между кото-

рыми весьма условна (и достаточно резка для первой зоны), с глубиной исчезает свободная гравитационная вода. В противовес медленному, почти горизонтальному движению вод верхней зоны, из-за резкого сокращения пористости и соответственно проницаемости пород (что ведет к возрастанию начального фильтрационного градиента и росту давлений с асимптотическим их приближением к гидростатическим давлениям) здесь происходит переориентировка потока на вертикальный (или почти вертикальный) вследствие большей разности градиента давлений в этом направлении по сравнению с горизонтальным.

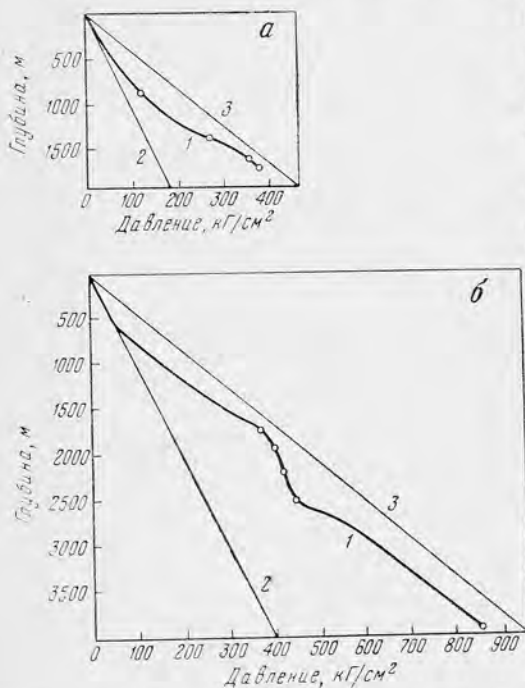


Рис. 28. Изменение давлений с глубиной: а — на площади Каур, Пакистан (по Кеер and Ward, 1934); б — в районе Ширина-Зурх, Ирак (по Cooke, 1955) 1 — пластовое; 2 — гидростатическое; 3 — литостатическое (геостатическое)

Соответственно Ю. Мухин делает вывод о том, что в зонах переходных и геостатических давлений нет условий для «застойного» или весьма замедленного водообмена.

Из приведенных данных следует сделать и другой важный вывод о том, что поровые воды в пластах и массивных породах, имея пластовые давления, приближающиеся к гидростатическим, будут устремляться в ближайшие трещины и зоны дробления, где давления будут почти равны гидростатическому давлению колонны заполняющего их раствора, особенно если эти разломы и трещины соединяются с поверхностью, образуя сложную сеть сообщающихся сосудов.

Очевидно, при расчетах гидростатического давления следует также учитывать изменения плотности (удельного веса) растворов с ростом температур (табл. 6) и давления выпележащей колонны растворов (увеличение давления на 1 атм ведет к возрастанию плотности растворов на $2,7 \cdot 10^{-5} \div 5 \cdot 10^{-5} \text{ г/см}^3$).

Таблица 6

Изменение удельного веса чистой и минерализованной воды в зависимости от температуры по С. Н. Ванкову, 1936, и Ю. В. Мухину, 1965

Температура, °C	Удельный вес, г/см³			Отклонения, %
	Чистая вода	Минерализованная вода		
4	1,0000	1,1000	1,2000	0,00
50	0,9881	1,0869	1,1857	1,19
110	0,9510	1,0462	1,1412	4,90
170	0,8971	0,9870	1,0765	10,29
210	0,8500	0,9350	1,0200	15,00
280	0,7500	0,8250	0,9000	25,00
300	0,7000	0,7700	0,8400	30,00
320	0,6600	0,7260	0,7920	34,00

В табл. 7 приведено изменение гидростатического давления с глубиной, подсчитанное с учетом изменения плотности раствора (чистой воды) от температуры и давления.

Как видно из табл. 6, существенное влияние температуры на плотность растворов начинается только со 110° С, однако уменьшение гидростатического давления раствора (чистой воды) на глубине, соответствующей этой температуре при градиенте 35 град/км, почти полностью компенсируется давлением выпележащей колонны растворов (см. табл. 7).

Для грубых расчетов гидростатического давления (принимая, что средний геотермический градиент земной коры равен 35 град/км) можно считать, что каждые 10 м колонны растворов повышают давление на 1 атм. Для более точных расчетов (хотя

Изменение гидростатического давления в зависимости от глубины и температуры при среднем геотермическом градиенте 35 град/км
По Ю. В. Мухину, с учетом данных В. Н. Корценштейна (1960)

Интервалы глубин, м	Температура в конце интервала, °С	Гидростатическое давление чистой воды, атм			Отклонение значений в гра- фе 5 от значений в графе 3		Отклонение значений в гра- фе 5 от значений в графе 4	
		без поправок	с поправкой на температуру	с поправками на тем- пературу и давление водонен растворов	атм	%	атм	%
0—400	19	40	39,6	40,0	0	0,0	+ 0,4	0,1
400—1400	49	145	143,8	144,7	— 0,3	0,2	+ 0,9	0,6
1400—3100	100	341	334,0	337,1	— 3,9	1,2	+ 3,1	0,9
3100—5100	160	581	557,9	566,1	— 14,9	3,1	+ 8,2	1,5
5100—6400	200	737	696,0	708,7	— 28,3	3,9	+12,7	1,8
6400—8400	260	977	893,0	914,1	— 62,8	6,4	+21,1	2,4
8400—10400	320	1217	1065,7	1096,3	—120,7	10,0	+30,6	2,9

добиться высокой точности трудно вследствие невозможности подсчета потерь напора поднимающихся вод, из-за сложного непостоянного сечения каналов, их количества, а также меняющейся вязкости растворов) необходимо учитывать геотермический градиент, присущий изучаемому району. При этом следует иметь в виду, что температура поднимающихся гидротермальных растворов может быть существенно выше той, которая возможна при данном геотермическом градиенте.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Подъем гидротерм с глубин будет преимущественно вертикальным; при этом разломы и трещины будут являться главными каналами их движения.

2. Разность между давлением, существующим в трещинах и разломах, и пластовым давлением будет вести к притоку минерализованных вод из вмещающих пород и вследствие этого к изменению концентрации веществ в поднимающихся гидротермах. На глубине 4—4,5 км разность давлений может достигать 250 атм; с увеличением глубины она, вследствие уменьшения разницы между пластовым и литостатическим давлением и сокращения трещиноватости, будет стремиться к нулю. На глубине 0,5 км и выше пластовое давление равно гидростатическому (см. рис. 28) и вследствие этого поднимающиеся гидротермы (в той или иной мере разбавленные пластовыми водами) перейдут на этой глубине (за исключением районов разгрузки высоконапорных артезианских вод) в почти горизонтальный медленный поток грунтовых вод.

Таким образом, верхняя граница распространения эндогенных руд (500—700 м), установленная нами эмпирически, является естественной границей.

3. Отмеченный характер движения гидротерм — их замедление и растекание в горизонтальном направлении вблизи зоны грунтовых вод (в верхней, близповерхностной части интервала рудообразования) приведет к бурному кипению растворов, их дегазации и быстрому падению температуры и вследствие этого к резкому нарушению равновесия системы и образованию руд с ярко выраженной зональностью.

4. Наличие на глубинах давлений, превышающих гидростатические, позволит образовываться трещинам гидроразрыва. Возникновение их, как и образование трубок взрыва быстро выделяющимися флюидами, вероятно в условиях отделения летучих из магмы при ретроградном кипении растворов.

Влияние геотермического градиента на глубину рудообразования. Как уже было отмечено, гидротермальные растворы могут иметь температуру значительно более высокую, чем вмещающие породы, но не могут быть сколько-нибудь холоднее этих пород. Современные наблюдения над источником вод подтверждают это положение. Указанные выше ограничения позволяют рассмотреть влияние геотермического градиента на глубину формирования эндогенных месторождений.

Известно, что геотермический градиент непостоянен для всей нашей планеты и обычно колеблется в пределах 4—150 град/км; он высок в геосинклинальных областях и низок на платформах (Белоусов, 1966). На платформах он варьирует в меньших пределах. Так, например, для Западно-Сибирской низменности его колебания составляют от 7,1 до 4,2 град/км, а в Минусинской котловине он даже опускается до 1,35—1,85 град/км. В альпийской зоне, на сравнительно небольшой территории Карпат и Крыма он весьма изменчив и в среднем колеблется от 29 до 40 град/км, достигая в Чоп-Мукачевском прогибе 70—80 град/км. В областях современного вулканизма (Д. Уайт, 1965) на отдельных участках (1—15 км²) тепловые потоки столь велики, что заставляют предполагать на небольших глубинах (250—1250 м) наличие их носителей — вулканических очагов с температурами, близкими к плавлению гранитоидной магмы (600° С).

Не беря в расчет такие исключительные случаи, охватывающие очень локальные площади, и имея в виду, что в прежние эпохи он превышал современный в 2—3 раза, можно видеть, что при геотермическом градиенте около 150 град/км на глубине 5 км мы будем иметь условия для образования гранитоидов (750° С и давление порядка 1300 атм). При таком градиенте низкотемпературные месторождения, образующиеся обычно при 100—200° С, уже не будут распространяться ниже глубин 1,5 км, среднетемпературные месторождения будут выклиниваться на глубинах около 2 км, а высокотемпературные минералы, образу-

ющиеся при 450—500° С и редко выше, не будут возникать на глубинах ниже 3 км.

Таким образом, знание палеогеотермического градиента не представляет собой праздного интереса.

Установить палеогеотермический градиент мы можем в тех случаях, когда известен температурный интервал образования минералов и установлена геологическим методом глубина их формирования. Для Кураминской зоны такие расчеты позволяет сделать самородный висмут, температура плавления которого (271° С) существенно не меняется от изменения давления. Висмут встречается в медно-висмутовых кварцевых жилах и прослежен до глубин 3,5 км при распространении самих жил до 4 км. Имея эти данные, нетрудно рассчитать, что геотермический градиент в этой зоне во время рудообразования и позже не превышал 60 град/км. Поскольку в Кураминской зоне и во многих рудных провинциях рудообразование происходит в переходный период от геосинклинального к платформенному развитию, то нет оснований ожидать в дальнейшем более высоких геотермических градиентов, чем при рудообразовании.

Поскольку геотермический градиент позволяет устанавливать нижний предел температуры гидротермальных растворов, который существовал при рудообразовании на данных глубинах, можно, используя температуры диссоциации, образования, разложения и плавления минералов, а также точки их перехода в новые модификации, температурные условия сосуществования твердых растворов, инконгруэнтное плавление, разложение на один или несколько расплавов и т. д., дать ориентировочную оценку глубин, ниже которых образование тех или иных руд окажется невозможным.

В качестве таких исходных материалов можно использовать следующие данные:

Точки плавления: висмут 271°, сурьма 630°, мышьяк 817°, сера 119°.

Температуры диссоциации и разложения: кубанит → халькопирит + пирит (235°); сидерит → $\text{FeO} + \text{CO}_2$ (282°); родохрозит → $\text{MnO} + \text{CO}_2$ (400°); магнезит → $\text{MgO} + \text{CO}_2$ (373°); серпентин → форстерит + тальк (500°); тальк → распад (900°); барит → диссоциация (1500°) и др.

Твердые растворы: халькопирит—халькозин (350—400°); халькопирит—сфалерит (550—650°); халькопирит—пирротин (250°); борнит—халькопирит (300°); халькопирит—станин (350—400°); кубанит—халькопирит (235°); гематит—магнетит (более 1200°).

Эвтектики: $\text{Au} + \text{Sb}$ (360°); $\text{Bi} + \text{Ag}$ (262°); $\text{Cu} + \text{Ag}$ (785°); $\text{Ni} + \text{Fe}$ (1435°) и др.

Температуры инверсии: кварц природный обычно превращается из альфа- в бета-кварц в пределах 574—536° С.

Могут быть также использованы температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах.

Определенных температур превращения одних минералов в другие не существует, но более высокие скорости этих переходов наблюдаются при следующих температурах: марказит → пирит

450°; арагонит → кальцит 400° (приведенные температуры выше температур их образования); халькозин моноклинный → халькозин ромбический 91° и т. д. Более полные списки подобных данных приведены в работах Э. Ингерсона (1958), В. Смирнова (1965) и других исследователей. Необходимо отметить, что, используя указанные данные, мы не можем внести поправки на давление, поскольку само литостатическое давление будет определяться глубиной, которую мы и намерены найти. Поэтому эти расчеты весьма приближенные.

Поскольку для собственно магматических месторождений нет достоверных данных о глубинах их образования, попытаемся это сделать на примере Кемперсайского хромо-никелевого месторождения, описанного недавно Н. Павловым и И. Чупрыниной (1967).

По их данным, на Кемперсайском месторождении широко развит серпентин, сопутствующий образованию хромитовых руд разных стадий минерализации. При атмосферном давлении и температуре около 500° серпентин переходит в форстерит и тальк. При повышении давления до 2000 бар температура распада возрастает до 630°. Поскольку подобный процесс на этом месторождении не наблюдается, следовательно, температуры, при которых возник серпентин, были не выше 600°. Насколько они были ниже, мы не знаем, так как нет минералов одновозрастных им, образовавшихся при более низких температурах. Вместе с тем нельзя полагать, что она была много ниже этой величины, поскольку часть хромитовых руд являет собой четко выраженный процесс ликвации остаточного расплава (флюида), переходящего в типично гидротермальные образования (Павлов, Чупрынина, 1967).

Если принять для расчетов средний геотермический градиент 35 град/км и считать, что температура образования руд была между 500 и 600° С, то максимальная глубина, на которой могли образовываться руды и сам массив, не превышала 14—17 км. При геотермическом градиенте в 60 град/км эта глубина будет равна примерно 8 км, а при градиенте в 150 град/км около 3 км. Мы еще раз подчеркиваем, что речь идет о нижнем, максимальном пределе глубин. Верхняя их граница этим путем не определяется. Очевидно также, что эту границу следует определять по наиболее низкотемпературному минералу-термометру с учетом, конечно, возможности существования других минералов, слагающих данный комплекс руд.

Температуры образования месторождений и глубинность; роль газовой фазы для месторождений различных уровней глубинности. Как показывает статистический анализ размещения месторождений на глубину от поверхности, существовавшей во время рудообразования, наиболее значительная группа месторождений низких и средних температур образования возникала на глубинах 2,2—2,5 км. Максимум развития месторождений свинцово-цинковых и магнетитовых, связанных со скарнами, также приурочен к этой

глубине, но минерализация в них рассматривается как наложенная и несколько меньшая по температуре образования, чем сами скарны. Иначе говоря, все они образовались из типичных гидротермальных растворов при критической температуре воды (374°C) или несколько ниже ее.

Отмеченные глубины максимального развития этих месторождений соответствуют критическому давлению в системе вода — пар (220 атм) или весьма близки к нему; при таком давлении будет иметь место максимальная растворимость паров в этой системе. Как было показано В. Николаевым (1953), растворенные соли несильно повышают эту величину. Поскольку водяной пар составляет подавляющую часть газов, растворенных в гидротермах, он определяет ведущие закономерности в этом процессе. Экспериментальные данные, приведенные ранее, подтверждают это на примерах исследования растворимости различных соединений и их переноса.

Следовательно, максимальное образование указанных типов месторождений на глубинах 2,5—2,2 км и при подъеме гидротерм к этим глубинам нельзя связывать с дегазацией гидротерм; скорее всего оно связано с растворением газов.

Как известно, роли газов, среди которых главное место занимают пары воды, придается большое значение при рудообразовании, и этот вопрос широко обсуждался в нашей и зарубежной литературе (Обручев, 1933; Линдгрэн, 1933; Грейтон, Феннер и др., 1946; Мори, 1960; Крауцкопф, 1966; Овчинников, 1959; Овчинников, Максенов, Меттих, 1963, и другие). Помимо способности газов растворять различные соединения, они, агрессивно действуя на породы и минералы, извлекают из них металлы и, как показал Л. Овчинников и др. (1963), увеличивают их концентрацию в 500 раз и более, по сравнению с породами; в то же время они выступают в роли эрлифта в процессе, аналогичном пенной флотации с одновременной их коалесценцией (обволакиванием частиц газовыми пузырьками).

Частичное падение температуры и особенно давления ведет к резкому падению растворимости веществ как в самих гидротермах, так и в газах, приводит к выпадению в осадок избыточной части этих веществ. С другой стороны, повышение растворимости паров и газов по мере приближения к критическому давлению, должно вести к тому же результату вследствие полного или частичного растворения пузырьков газов — переносчиков частиц вещества при пенной флотации. Сам переход газов в раствор, где иная растворимость веществ, также должен влиять на отложение или на дальнейший перенос веществ в условиях нарушения прежнего равновесия в гидротермах, включая и изменение их кислотно-щелочных свойств и т. д. Падение температуры растворов должно вести к повышению растворимости паров, а уменьшение давления — к противоположному процессу. При дальнейшем падении давления (ниже критического) на рудоотложение несомненно

станет влиять и процесс дегазации растворов, роль которого особенно велика в близповерхностных условиях. Особенно отчетливо это видно на примере образования кальцита (сопровождающемся выделением углекислого газа) в низкотемпературной кварц-карбонатной ураноносной формации, относящейся к первой группе по глубинности их формирования. С глубиной количество карбоната в этих рудах уменьшается и возрастает роль кварца.

Более глубинные скарновые и кварцевые жильные месторождения олова, молибдена, вольфрама и другие, возникшие в интервале от 1,5 до 4,5 км, не имеют четко выраженного максимума. Подавляющее большинство этих месторождений относятся к высокотемпературным образованиям, возникшим вблизи критической температуры воды или выше ее. Как показали многолетние детальные исследования А. В. Пэка (1962) и его сотрудников, процесс скарнообразования на молибдено-вольфрамовом месторождении Тырнауз был сложным, многостадийным, перемежающимся в начальных стадиях с магматизмом. По данным термометрии газовых и газовой-жидких включений в минералах скарнов, он протекал при очень высоких температурах (700—500° С) и при значительной роли газовой фазы. В более поздних — заключительных стадиях минерализации в типично гидротермальных кварцеворудных образованиях эти температуры были не ниже 260—300° С. Рудные скарны здесь прослежены непрерывно до апикальной части эльджуртинских гранитов (близких к рудообразованию), прослеживающихся на глубину более 2 км. При этом была установлена зональность от почти безрудных скарнов, в самых их верхах, к молибденитовым скарнам с шеелитом и затем к скарнам с резким преобладанием последнего, к низам залежи.

Аналогичное переплетение магматизма и рудообразования было установлено нами на Джидинском месторождении (1947) в пределах апикальной части гранитного массива и его экзоконтакта. Здесь кварц-молибденитовые жилы предшествуют внедрению лампрофировых даек, а кварц-вольфрамитовые, кварц-гюбнеритовые и другие их разновидности образовались после них. Такая же картина отмечалась другими исследователями в районах развития оловянно-вольфрамовых месторождений.

В ряде случаев оловянно-вольфрамовая минерализация приурочена к апикальным частям микроклиновых — амазонитовых гранитов, в которых развита тантал-ниобиевая минерализация (Беус, 1948; Гинзбург, 1961, и др.), а также пегматиты с турмалином, бериллом и топазом. Эти пегматиты нередко выходят за пределы интрузивных массивов. Наибольшее развитие таких пегматитов приходится на интервал 4—6 км от поверхности, существовавшей во время рудообразования; выше (в интервале 2,5—3 км) проявляются лишь небольшие так называемые шпировые пегматиты, а ниже (от 6,0 до 7—8 км) прослеживаются только слюдяные пегматиты, в пределах развития которых эндогенная промышленная минерализация отсутствует.

Совместное нахождение молибденовых, вольфрамовых и оловянных месторождений с редкометальными пегматитами показывает на то, что перспективы развития первых на глубину невелики.

Апограниты с тантал-ниобиевой минерализацией и особенно редкометальные пегматиты можно рассматривать как связующее звено между молибден-вольфрамовыми, оловянными и другими месторождениями и более глубинными слюдяными пегматитами, а также верхними выступами магматических бассейнов, способных выделять рудоносные флюиды в значительных объемах.

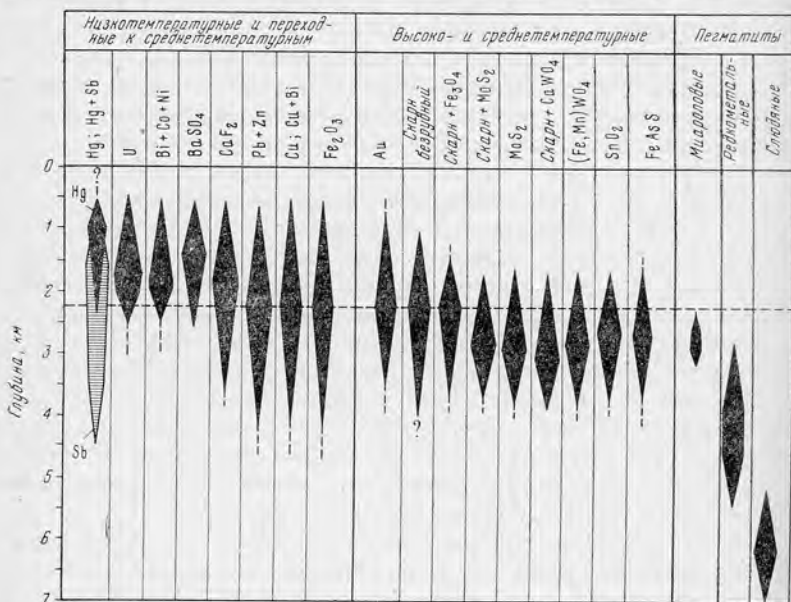


Рис. 29. Глубины формирования некоторых типов эндогенных месторождений (горизонтальным пунктиром показана глубина, соответствующая критическому давлению воды)

Апограниты и пегматиты следует использовать для оценки глубин эрозии и соответственно возможных максимальных глубин развития оловянно-вольфрамовых и других месторождений. В тех случаях, когда низкотемпературная (сурьмяно-ртутная, кварц-карбонатно-урановая, молибден-урановая и висмут-кобальт-никелевая ассоциация с ураном) и высокотемпературная (оловянная, вольфрамовая, молибденовая) минерализации наблюдаются на одном и том же эрозионном срезе месторождения, можно с уверенностью сказать, что для первой это будут низы рудных тел, а для второй — их верхние части (первая половина интервала их распространения на глубину).

Анализ фактического материала и сопоставление его с литературными данными по другим территориям позволил нам (1961,

1964) выдвинуть критерий примерной оценки глубин послерудной эрозии по совокупности типов месторождений, находящихся в одном рудном поле или крупном тектоническом блоке.

Рис. 29 показывает, что размещение месторождений на глубину не представляет собой последовательной цепочки руд от глубинных высокотемпературных к низкотемпературным близповерхностным типам месторождений. Фактически имеет место полное или частичное взаимное перекрытие интервалов распространения месторождений различных температур образования. Это заставляет отказаться от представлений о их возникновении из единого постепенно охлаждающегося потока гидротерм. Наличие стадийности поступления растворов, отличающихся от предыдущих их потоков, и указанный характер размещения созданного ими оруденения позволяют говорить о прерывистом процессе минерализации.

Следует несколько остановиться на роли газов атмосферы и особенно кислорода, которому А. Бетехтин (1953) придает существенное значение, особенно в образовании BaSO_4 и, следовательно, кварц-баритовых жил, несущих рудную минерализацию (свинец, цинк, медь и др.). Он считает, что образование барита происходит в близповерхностных условиях, куда способен проникнуть кислород атмосферы, окисляющий серу. Такое объяснение, легко воспринятое многими геологами, находится, однако, в очень серьезном противоречии с известными фактами. Если не придавать большого значения тому, что сама атмосфера Земли меняла свой состав от почти бескислородного в начальный период к современному ее состоянию, когда кислород составляет около $\frac{1}{5}$ газов, то прежде всего приходится считать ее со всем известной зональностью — смена зоны окисления зоной вторичного сульфидного обогащения, т. е. восстановительной обстановкой. Эта смена наблюдается на первых десятках и сотнях метров. В трещинных зонах окисление минералов прослеживается на существенно большие глубины (до 1 км). Однако в этом случае мы должны учитывать, что здесь происходят изменения уже готовых, а не создаваемых поднимающимися гидротермами минералов, просачивающимися вниз водами с растворенными в них кислородом и другими газами, иначе говоря, в условиях гидротермальной деятельности, когда проникновение кислорода должно было идти в противоположном направлении току гидротермальных растворов и сопровождающих их паров и газов. Более того, современные наблюдения на глубоких рудниках показывают, что сохранившиеся от размыва части баритовых и кварц-баритовых жил непрерывно прослеживаются вниз на 500—700 м. Данные по Кураминской зоне о глубинах их распространения показывают, что они образуются в интервале от 0,5 до 2,5 км. Это положение подтверждается и при сопоставлении с другими типами руд, диапазон развития которых близок к ним. Все сказанное выше и приведенные нами экспериментальные данные Н. И. Хитарова

и Н. Е. Учамешвили (1960) позволяют утверждать о более глубинном образовании барита. Это подтверждает и низкая проницаемость газов (Соколов, 1963) даже через пористые породы, не позволяющая им проникнуть на глубину в 2—2,5 км за весьма короткий отрезок времени (в течение одной стадии минерализации), да еще в направлении, противоположном падению давления. Единственной небольшой силой являлась бы диффузия, стремившаяся к выравниванию концентрации этих газов. Кроме того, гидрогеохимические данные показывают, что уже на глубинах 500—600 м подземные воды практически бескислородные.

Таким образом, нет никаких оснований объяснить возникновение барита только воздействием кислорода атмосферы; он, видимо, возникает также в результате обменных реакций, которым А. Бетехтин (1953) справедливо отводит ведущую роль в рудообразовании.

Влияние вмещающих пород и некоторых других факторов. Роль вмещающих пород в рудоотложении в значительном числе работ обычно рассматривается как влияние химически активной среды, с которой реагируют гидротермы, а также в связи с проблемами заимствования вещества из пород, форм его переноса и отложения. В меньшей мере привлекалось внимание исследователей к выяснению физико-механических свойств пород при процессах рудообразования. Из них практически измерялись лишь пористость и проницаемость пород. При этом полученные данные обычно распространялись на время рудообразования, хотя породы в то время, несомненно, имели иные свойства. Прочностные свойства пород чаще фигурируют в геологических работах в виде качественных характеристик (рыхлые, плотные, вязкие, хрупкие и т. д.). Совершенно очевидно, что выяснение палеофизико-механических свойств, особенно осадочных и эффузивно-осадочных пород — задача весьма сложная, поскольку их характеристики в большей мере меняются вследствие эпи- и диагенеза, различных метаморфических преобразований, уплотнения под влиянием веса вышележащих толщ и тектонических деформаций. Кроме того, прочностные свойства пород сильно зависят от глубины их залегания. Отмечалось также, что пористость резко сокращается к глубинам 4—4,5 км, достигая весьма низких значений. Совпадение нижнего интервала распространения руд с интервалом распространения пород с наиболее низкой пористостью нам не кажется случайным явлением.

По сообщению А. Пэка, для интрузивов различного возраста, формировавшихся на разных глубинах, установлено, что гипабиссальные их представители даже в пределах одного массива имеют весьма широкий разброс цифр пористости (от больших до малых величин), в то время как глубинные обладают очень низкой пористостью и очень небольшим диапазоном ее колебаний. Этот признак может служить очень грубым ориентиром в определении глубин образования самих массивов.

Пока совершенно не привлекло внимания исследователей влияние теплофизических свойств горных пород на рудообразование. Г. Сухарев и др. (1967) предложили их использовать в качестве принципиально нового метода изучения геологических разрезов, поскольку они имеют резко отличные характеристики, особенно для осадочных и эффузивно-осадочных отложений. Так, например, для глин, глинистых сланцев и аргиллитов теплопроводность изменяется от 0,80 до 2,6 $\text{ккал/м} \cdot \text{час} \cdot \text{град}$, температуропроводность от $15,6 \cdot 10^{-4}$ до $48,4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{час}$, а удельная массовая теплоемкость от 0,194 до 0,255 $\text{кал/кг} \cdot \text{град}$. У метаморфических пород и уплотненных глинистых сланцев тепло- и температуропроводность выше, чем у неметаморфизованных пород того же состава. С повышением влажности пород отмеченные коэффициенты растут; они также зависят от того, чем насыщены эти породы. Они, например, значительно выше у пород, насыщенных высокоминерализованной водой, чем у пород, насыщенных нефтью. Теплофизические свойства магматических пород имеют широкие вариации, обусловленные структурно-текстурными свойствами и составом пород.

Поскольку у пород различного состава и степени метаморфизма имеются отличия в передаче тепловой энергии, то они будут обладать разным геотермическим градиентом. Кроме того, различная способность отводить тепло будет сказываться и на скорости потери тепла гидротерм, проходящих через разные толщи, и может повести к появлению растянутой или суженной зональности, хотя состав руд и характер самой зональности будет одинаков. Пример такого влияния наряду с другими факторами можно усмотреть в месторождениях Капник и Байя-Сприе.

По экспериментальным данным Г. Чаманского (1960) оказывается, что сульфид цинка более растворим при температурах ниже 300°C , а сульфид свинца — при температурах выше 300°C . Поэтому сравнительно небольшие изменения температуры, разные ее перепады вследствие изменчивости теплофизических свойств вмещающих пород могут быть причиной наблюдаемой зональности в свинцово-цинковых среднетемпературных месторождениях (относительное увеличение с глубиной цинка в ущерб свинцу). Из этого также следует, что градиент изменчивости соотношений $\frac{\text{Pb}}{\text{Zn}}$, установленный для одного месторождения, нельзя (без соответствующих исследований) механически переносить на другое и по ожидаемой степени изменчивости руд определить относительную глубину эрозии этого месторождения.

В целом выяснение роли теплофизических свойств в процессе рудообразования — задача чрезвычайно сложная, не решимая без привлечения физико-математических методов и правильного применения принципа подобия, поскольку при расчетах мы должны учитывать палеотеплофизические свойства пород, состав и состояние которых должен предсказать геолог на основе

знания истории развития данного региона ко времени рудообразования. Конечно, для таких расчетов потребуются данные о скоростях, мощности потоков гидротерм и другие сведения, получить которые будет невероятно трудно.

Не оценено должным образом и значение гальванического эффекта, возникающего в породах, подвергшихся катаклазу, расщеплению, дроблению и милонитизации вдоль разломов, зон смятия и трещин. Экспериментальные исследования А. Курдюкова (1967) показывают, что в минералах и породах, измельченных до 0,1 мм в суспензии, рН которой менялся от 6 до 11, возникают как положительные (300—750 мВ), так и отрицательные (от 0 до —600 и даже —900 мВ) потенциалы. У некоторых минералов и пород электрический потенциал менялся по сложным зависимостям, у других он сохранялся относительно стабильно. Важным результатом этого эффекта являлось возникновение тока, максимальное значение которого на 1 см² поверхности составляло от $2 \cdot 10^{-6}$ до $20 \cdot 10^{-6}$ а, что при пересчете на 10 м² поверхности даст уже от 0,02 до 4 а. Как известно, ток в 1 а способен в течение часа выделить на катоде 4 г серебра, 1 г меди, 1 г никеля, 4 г свинца и т. д. Это указывает на значительный масштаб эквивалентных явлений, могущих проявиться и в процессах рудообразования. В толщах часто перемежающихся пород, у которых электрические потенциалы различны, отмеченные явления могут оказать огромное влияние на размещение руд. Заметим, кстати, что геологические наблюдения на многих рудниках показывают, что толщи перемежающихся пород являются весьма благоприятными для размещения руд. Часто наблюдаемое неравномерное содержание рудных компонентов в породах разного состава в пределах одного и того же месторождения обычно приписывали влиянию состава или физических свойств пород, в действительности же они могли возникнуть в результате гальванических явлений или, наконец, в результате влияния тех и других факторов (например, на Ктитеберде; Северный Кавказ).

К факторам, определяющим глубины распространения эндогенных гидротермальных рудных образований, следует отнести и состояние самих гидротермальных растворов в условиях различных давлений и температур. В этой области еще крайне мало экспериментальных данных, и наиболее изученной является система $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$.

По экспериментальным данным Дж. Кеннеди, К. Вассербурга, И. Островского и других исследователей, растворимость кремнезема в этой системе зависит от температуры и давления (рис. 30). При этом с повышением температуры (при давлении до 600 атм) растворимость кремнезема сначала медленно увеличивается, а затем (при приближении к критической температуре) резко падает почти до нуля. В условиях высоких давлений (выше 600 атм) растворимость кремнезема с ростом температуры постоянно увеличивается и при давлении 9,7 кбар и температуре около

1200° С, по данным Дж. Кеннеди и К. Вассербурга (1962), на долю кремнезема уже приходится $\frac{3}{4}$ состава раствора. Таким образом, изобара 600 атм разделяет поле диаграммы на две области: нижнюю, где растворимость кремнезема в общем низкая и здесь сосуществуют кремнезем, вода и пар, и верхнюю, в пределах которой существует двухфазная система (SiO_2 и водяной пар или газ), и повышение температуры и особенно давления ведет к резкому повышению растворимости кремнезема.

Как показали исследования Т. Стрюбеля (Strübel, 1965), флюорит ведет себя аналогично кремнезему. М. Равич и Ф. Боровой (Иванов, Филимонова, 1964) установили, что растворимость

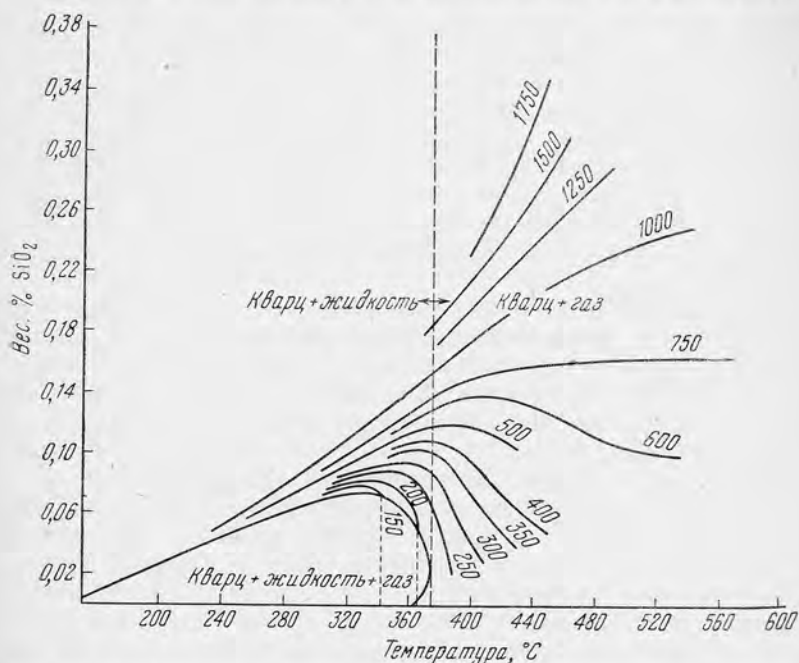


Рис. 30. Изобарические кривые растворимости кремнезема в системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ (по Кеннеди, 1950)

карбонатных и сульфатных солей резко увеличивается при росте давлений в условиях надкритических температур. В десятки раз возрастает растворимость и миграционная способность BaSO_4 при повышении температуры до 400° С и давления до 500 бар (Хитаров, Учмейшвили, 1960).

Эти и другие примеры свидетельствуют о том, что надкритические температуры и высокие давления создают оптимальные условия для растворения и переноса (миграции) вещества, а более низкие — для его осаждения.

Большинство месторождений образуется при температурах ниже критической и эти данные подчеркивают естественность нижней границы распространения промышленных руд (по нашим данным на глубине 4,5 км, а по данным других исследователей на глубине 6 км и редко больше), вблизи которой давление (с учетом некоторого увеличения давления колонны растворов вследствие сближения пластового и литостатического давления) равно приблизительно изобаре 600 атм, что согласуется с данными Дж. Кеннеди.

В заключение следует сказать, что поиски причин, определяющих наблюдаемый диапазон распространения руд на глубину, зональность оруденения, химизм заимствования, переноса и отложения вещества, физико-химические закономерности поведения элементов в различных условиях в земной коре и мантии, а также экспериментальные исследования в этой области позволят глубже разобраться в проблемах образования и размещения руд.

Основные выводы. 1. Образование гранитоидных магм и связанного с ними рудообразующего вещества и в дальнейшем формирование рудных тел обусловлено длительной эволюцией Земли и стало возможным после образования гидросферы, появления осадочных пород и возникновения первичных геосинклинальных областей.

2. Процессы дифференциации вещества Земли, выраженные как в ее расслоении на сферы, так и проявлении в коре осадочной, метаморфической и магматической дифференциации, включая и вынос летучих соединений, главным образом алюминия, калия, натрия, кальция и различных других элементов, создали возможность концентрации элементов и их соединений, составляющих гидротермальные растворы. Их концентратором прежде всего являлась гранитоидная магма. Без такой дифференциации была бы невозможна та концентрация рудного вещества в виде месторождений, которую мы наблюдаем на Земле.

3. Гипотеза палингенного образования гранитной магмы (со всеми вариациями взглядов на отдельные стороны этого процесса) является наиболее приемлемой концепцией, которая находит себе подтверждение как в размещении гранитов в земной коре и историческом процессе развития различных ее зон, так и в экспериментальных исследованиях. Глубины от 5 до 15 км (как это допускает В. Белоусов), являются наиболее вероятными для зарождения и развития бассейнов гранитоидной магмы, причем апикальные части этих бассейнов будут наиболее обогащены летучими соединениями и прежде всего водой. Важное значение в создании водообильных магм будут иметь породы, в пределах которых и за счет которых формируется этот бассейн. Установлено, что крупные батолитовые интрузивы возникают после предшествующего длительного накопления мощных, преимущественно осадочных толщ в геосинклинальных бассейнах, впоследствии претерпевших частную или общую инверсию.

4. Запаздывание гидротермальной деятельности по сравнению с внедрением магм в разные тектоно-магматические циклы развития геосинклинальных зон определяется необходимостью: а) достаточного времени для накопления летучих компонентов в верхних частях бассейна до степени насыщения; б) относительно спокойных условий для эффективного проявления такого процесса. Возрастание количества разломов (особенно в заключительную стадию складчатости и внедрения массивов) способствует выведению этих растворов в верхние части коры.

5. Количество периодов гидротермальной деятельности будет определяться водообильностью магмы, способной неоднократно достигать предела насыщения (и превышать его) в тот или иной тектономагматический цикл. В Кураминской зоне твердо устанавливается два таких цикла: верхнекарбонный-донинженерский (слабый по количеству гидротерм и металлоносности) и верхнепермский, создавший практически все ее рудные богатства.

6. Геотермический градиент имеет большое значение, определяя глубину, на которой возможно образование магматического бассейна и распространение руд. При геотермическом градиенте 140—150 град/км (максимальный градиент, наблюдаемый иногда в альпийских геосинклиналях) и достаточной водообильности пород возможен глубокий метаморфизм и плавление пород с образованием гранитоидов уже на глубинах около 5 км. В то же время при таком градиенте резко сокращается интервал возможного образования высокотемпературных месторождений до 3 км, среднетемпературных до 2 км и низкотемпературных до 1,5 км. Высокий геотермический градиент служит главной причиной появления близповерхностных высокотемпературных (ксенотермальных) месторождений. Геотермический градиент определяет только минимально возможную температуру гидротерм для заданных глубин. Для Кураминской зоны наличие самородного висмута в жилах на глубинах до 4 км позволяет считать, что палеогеотермический градиент был здесь не выше 68 град/км. Поскольку дальнейшее платформенное развитие Кураминской зоны не позволяет предполагать высоких градиентов, то указанная величина является верхним его пределом для периода рудообразования.

7. Глубины образования магматических бассейнов (от 5 до 15 км) определяют нижнюю границу образования пегматитов (проникающих неглубоко в апикальные части внедрившихся массивов), а также расположенных выше них разнообразных гидротермальных образований, глубина формирования которых для Кураминской зоны не превышает 4,5 км; глубины ниже 5—7 км были благоприятны только для выноса элементов и их соединений из недр.

8. Верхнюю границу распространения руд определяет сближение пластовых давлений в относительно быстро поднимающихся потоках гидротерм с гидростатическим давлением грунто-

вых вод на глубинах 500 ± 100 м, образующих медленно текущий (или застойный), почти горизонтальный поток, подчиняющийся законам динамики подземных вод. Смешиваясь с подземными водами, теряя скорость и давление, гидротермальные растворы в этих условиях вскипают, испаряются, дегазируются и быстро теряют температуру. Совокупность этих причин вблизи верхней границы простираения руд (около 500 м) ведет к образованию резко выраженной их зональности на коротком интервале глубин.

9. По глубинам образования гидротермальные рудные образования можно разделить на следующие группы: 1) от 500—700 до 2200—2500 м, в которую входят собственно ртутные и переходные сурьмяно-ртутные их разности, низкотемпературные урановые (со всеми их разновидностями), пятиэлементная формация (висмут-кобальт-никелевая с серебром и ураном), баритовая (баритовые и кварц-баритовые жилы с гематитом, сульфидами свинца, цинка и меди и безрудные); 2) от 1500—1700 до 3000—3500 м — скарновые и жильные (кварцевые) молибденовые, вольфрамовые, арсенопиритовые, скарново-магнетитовые и некоторые другие; 3) от 500—700 до 4000—4500 м — свинцово-цинковые, медные, медно-висмутовые, золоторудные, гематитовые и кварц-гематитовые, собственно флюоритовые (до 3500 м) безрудные скарны и сурьмяные, переходящие вверх в сурьмяно-ртутные. Наибольший диапазон глубин имеет последняя группа. В нее входят преимущественно среднетемпературные месторождения (с колебанием в сторону низко- и высокотемпературных типов), с максимумом их развития на глубинах около 2250 м. Первая группа имеет максимум развития выше этой группы — обычно около 1,5—2 км, в вторая группа около 2,5—3 км.

10. Отмеченные группы руд характеризуют глубинные уровни развития той или иной минерализации. Первая и вторая группы, будучи встречены в одном рудном поле, позволяют отрицательно оценивать перспективы развития на глубину первой — низкотемпературной группы (это будут самые нижние их части) и высоко оценивать (при прочих благоприятных факторах) перспективы второй, в основном высокотемпературной группы месторождений. При сочетании третьей группы руд с первой можно говорить о первой половине интервала распространения эндогенного гидротермального оруденения на глубину, а при сочетании их со второй группой месторождений — о второй половине этого интервала.

Выделенные нами интервалы глубин эрозии на карте эрозионных срезов Кураминской зоны позволяют соответственным образом судить о перспективах поисков тех или иных руд и оценивать найденные или известные объекты. Это же относится и к поискам слепых (не выходящих на поверхность) месторождений. Так, например, территории с глубинами эрозии от 0 до 500 м будут потенциально рудоносными для поисков первой группы, а глубины эрозии, близкие к 1500 м, — для поисков слепых месторождений второй группы руд.

11. Глубина, разделяющая первую и вторую группу месторождений (2250 м), соответствует критическому давлению паров воды в системе вода — пар, которой отвечает наибольшая растворимость паров, достигающая максимума вблизи критической температуры воды (374° С). В то же время этому давлению соответствует и максимальное развитие руд третьей группы. Такое распределение отмеченных групп месторождений нельзя считать случайным явлением и связывать с простой дегазацией поднимающихся растворов. Видимо, весьма существенную роль в этом процессе играет коалесценция. Растворение газовых пузырьков или уменьшение их размеров невольно будет вести к осаждению переносимых ими руд.

12. Нижняя граница распространения промышленных руд в основном определяется: а) состоянием флюидов и условиями переноса веществ на глубинах и отложениях его в близповерхностных условиях (примерно с глубин 4—5 км), где давление колонн гидротермальных растворов становится меньше 600 бар; б) геотермическим градиентом в период рудообразования; в) гидродинамическими причинами; г) глубинными условиями образования гранитоидных магм, способных отделять гидротермальные растворы; д) сокращением пористости и общей скважности (проницаемости) толщ горных пород с глубиной.

13. Помимо геологического метода определения глубин формирования месторождений, можно использовать зональность руд и окорудных изменений боковых пород, изменение состава изоморфных минералов и примесей в них и т. д. Однако эталоном и масштабом для измерения глубин должен служить геологический метод.

14. Глубины формирования месторождений и их эрозии нельзя определять по их положению в структурных ярусах или этажах, поскольку это независимые величины. Нет также основания сравнивать, а тем более противопоставлять частные примеры выклинивания одних типов руд и продолжения других на глубину (обусловленных особенностями внутрирудной тектоники, литологическим и другими факторами).

Придавая большое значение глубинам формирования руд в оценке перспектив их поисков и найденных объектов, мы не умаляем значения самых разнообразных факторов, определяющих конкретное их размещение в пространстве, но вместе с тем считаем, что они в состоянии проявить свое влияние только в пределах тех интервалов глубин, которые характерны для развития указанных групп месторождений. Эти интервалы характеризуют максимальные глубины их распространения, возможные при благоприятном сочетании ряда других факторов, влияющих на рудообразование.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Гостеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Аверин Ю. А. Возрастные взаимоотношения порфиритовых даек и рудных жил на Чадакском месторождении УзССР. «Узб. геол. журн.», № 1, 1960.
- Арапов В. А., Базиль В. Ф. К вопросу о возрасте послемагматического процесса в Кармазаре. Узб. геол. журн., № 5, 1959.
- Асланян А. Т. О глубине формирования интрузивных комплексов Армении. Тр. Ереванского политехн. ин-та, вып. 2. Ереван, 1955.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Базиль В. Ф. Стратиграфия вулканогенных толщ среднего и верхнего палеозоя и нижнего триаса юго-западной части Кураминского хребта. Сб. «Пробл. геол. Таджикистана», Душанбе, 1964.
- Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Арифжанов Т. Х., Курбанов А. С. Особенности геологии и условия размещения некоторых золоторудных месторождений Узбекистана. «Узб. геол. журн.», № 3, 1963.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. «Сов. геол.», № 1, 1965.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Изд-во «Наука», 1966.
- Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 1966.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спенсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во ИЛ, 1949.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. О причинах движения гидротермальных растворов. «Основные пробл. в учении о магматогенных рудн. месторожд.». Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А. Вертикальная зональность пегматитов на примере пегматитового поля Аксу-Пуштир (Туркестанский хребет). ДАН СССР, т. 60, № 7, 1948.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Гостеолтехиздат, 1955.
- Брусиловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. «Гидрохимические материалы», № 35, 1963.
- Бубнов С. Н. Геология Европы. ОНТИ, т. II, 1935.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1952.
- Вартапетян Б. С. Изменение характера эндогенного оруденения на территории Армянской ССР в связи с различной глубиной эрозионного среза гранитоидов. II объединен. науч. секц. Тбилисс. ун-та. Тбилиси, 1958.

Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1—5. Изд-во АН СССР, 1954—1960.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Гостеолтехиздат, 1962.

Вольфсон Ф. И., Дюков А. И., Кушнарев И. П., Лукин Л. И., Пэк А. В., Рыбалов Б. Л., Солюшкин Е. П., Хорошилов Л. В., Чернышев В. Ф. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Гостеолтехиздат, 1960.

Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы (верхняя мантия). Изд-во «Наука», 1967.

Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редко-металлических пегматитовых полей. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 41, 1961.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы происхождения магм различного химического состава. В сб. «Пробл. магм и генезис изверж. горн. пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Горжевский Д. И. Об особенностях состава и строения полиметаллических руд месторождений рудного Алтая, образовавшихся на глубине. «Вестн. Львов. ун-та, сер. геол.», № 1, 1962.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.

Грейтон Л. С. Гидротермальные глубинные зоны. В сб. «Геология рудных месторождений Западных штатов США». Изд-во ОНТИ, 1937.

Грейтон Л. С. Природа рудообразующего флюида. Гостеолтехиздат, 1946.

Гросс У. Х. Направления движения минерализующих растворов на месторождении Блайклиппен, Гренландия. В кн. «Проблема эндогенных месторожд.», вып. 1. Изд-во ИЛ, 1961.

Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. «Геол. рудн. месторожд.», № 1, 1961.

Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 1953.

Илгерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. В сб. «Проблемы рудн. месторожд.». Изд-во ИЛ, 1958.

Йодер Х. С. Роль воды при метаморфизме. В кн. «Земная кора». Изд-во ИЛ, 1957.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В кн. «Земная кора». Изд-во ИЛ, 1957.

Константинов М. М. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе Г. Шнейдерхёна. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 2, 1953.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лаб. вулканол., вып. 19. Изд-во АН СССР, 1951.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 2, 1952.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 1962.

Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1964.

Королев А. В. Состояние представлений о генезисе и условиях локализации послемагматических месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 2, 1948.

Королева З. А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара. Изд-во Уз. ФАН СССР, 1941.

Краускопф К. Б. Содержание металлов в магматическом паре. В кн. «Пробл. эндоген. месторожд. Вып. I». Изд-во ИЛ, 1960.

Краускопф К. Б. Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд. В кн. «Пробл. эндоген. месторожд.». Вып. 3. Изд-во «Мир», 1966.

Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. В сб. «Пробл. магмы и ген. изверж. горн. пород». Изд-во АН СССР, 1963.

Куллеруд Г. Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. В сб. «Пробл. эндоген. месторожд.». Вып. 3. Изд-во «Мир», 1966.

Куллеруд Г. Фазовые соотношения. В кн. «Пробл. эндоген. рудообразов.». Вып. 3. Изд-во «Мир», 1966.

Курдюков А. А. Гальванический эффект минералов и горных пород. ДАН СССР, т. 176, № 3, 1967.

Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Сб. «Геол. и горн. дело», № 16. Металлургиздат, 1947.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геол. рудн. месторожд.», № 6, 1961.

Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений и роль эрозионного среза в их размещении. МГК, XXII сесс. Докл. сов. ученых. «Пробл. ген. руд», Изд-во «Недра», 1964.

Кушнарев И. П., Каждан А. Б. Стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 1958.

Кушнарев И. П., Лукин Л. И. и др. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. Тр. II Междунар. конф. по мирн. использ. атомн. энерг. Женева, 1958, т. 3. Атомиздат, 1959.

Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеол-издат, 1940.

Лаверов Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 10, 1964.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Избранные труды. Том. I. Изд-во АН СССР, 1949.

Левцкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках слесых рудных тел гидротермального происхождения. «Сов. геол.», № 2, 1959.

Линдгрей В. Минеральные месторождения (Изд-во Нью-Йорк и Лондон, 1928.). Вып. 3, ОНТИ, 1935.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О роли замещения в образовании некоторых кварцевых жил. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. Изд-во ОНТИ НКТП СССР, 1936.

Мак-Кинстри Х. Э., Кеннеди Дж. Некоторые соображения о последовательности образования ряда рудных минералов. В сб. «Пробл. эндоген. месторожд.». Вып. I. Изд-во ИЛ, 1960.

Меннерт К. Новое о проблеме гранитов. Изд-во ИЛ, 1963.

Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1963.

Мори Г. У. Растворимость твердых веществ в газах. В сб. «Пробл. эндоген. месторожд.». Вып. I. Изд-во ИЛ, 1960.

Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Наследов Б. Н. Карамазар. Сб. «Геол. СССР», т. I. Изд-во Ком. Наук УзССР, 1937.

Невский В. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 1955.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Сов. геол.», № 1, 1944.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов. В кн. «Основные пробл. в учении о магматоген. рудн. месторожд.». Изд-во АН СССР, 1953.

Нобл Дж. Классификация рудных месторождений. В кн. «Пробл. рудн. месторожд.». Изд-во ИЛ, 1958.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Изд-во ОНТИ, 1933.

Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. Тр. лабор. вулканолог. Вып. 19, Изд-во АН СССР, 1961.

Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 4, 1959.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов. «Тр. симпоз. по эксперимент. исслед. в обл. глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Овчинников Л. Н., Меттих Л. И. Связь рудообразования с ассимиляцией по экспериментальным данным. Тр. V совещ. по эксперимент. и техн. минерал. и петрограф. Изд-во АН СССР, 1958.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Термолюминесценция минералов и факторы, влияющие на ее интенсивность. В кн. «Магматизм, метаморфизм металлогении Урала». Тр. I петрограф. совещ. Свердловск, 1963.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г., Меттих Л. И. Экспериментальное изучение роли газов в послемагматическом рудообразовании. В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогении Урала». Тр. I петрограф. совещ. Свердловск, 1963.

Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и горение вещества при эндогенном рудообразовании. МГК, XXII сесс. Докл. сов. ученых. Изд-во «Недра», 1964.

Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 9. Изд-во АН СССР, 1957.

Павлов В. Н., Чупрынина И. И. О магномангнетитах как индикаторах глубинности оруденения. ДАН СССР, т. 104. № 2, 1955.

Павлов В. Н. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961.

Павлов В. Н., Чупрынина И. И. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений Кемперсайского ультраосновного массива. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 1967.

Парк Ч. Теория зональности рудных месторождений. В сб. «Пробл. рудн. месторожд.». Изд-во ИЛ, 1958.

Пейве А. В. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 3, 1937.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 1945.

Покалов В. Т. О химизме гидротермального изменения в гранитах Восточного Коунрада и Умалты. «Мин. сырье», № 5, 1962.

Полдербат А. Химия земной коры. Сб. «Земная кора». Изд-во ИЛ, 1957.

Попов А. И., Гольдштейн Р. И. Роль восходящих растворов в процессах альпийского рудогенеза среди покровных осадков Средней Азии (тезисы докл.). «Металлогении Тянь-Шаня». Изд-во «ИЛИМ», 1968.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Ком. наук УзССР, Ташкент, 1938.

Пэк А. А. О динамике ювенильных растворов. Изд-во «Наука», 1968.

Пзк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 56. Изд-во АН СССР, 1962.

Рейнольдс Р. Р. Факторы, контролирующие локализацию рудных месторождений в районе Шалсберг, свинцово-цинковый горный округ Висконсин-Иллинойс. В сб. «Проблемы эндогенных месторождений». Вып. 3. Изд-во «Мир», 1964.

Рехарский В. И. Некоторые особенности образования альбита в околожилых ореолах. ДАН СССР, т. 118, № 4, 1958.

Росс К. Дифференциация как источник жильных и рудообразующих минералов. В сб. «Геол. рудн. месторожд. Зап. шт. США». ОНТИ, 1937.

Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. Вестн. ЛГУ, № 12, 1957.

Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня. «Сов. геол.», № 2, 1959.

Сикстель Т. А. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми — верхнего триаса Средней Азии. Тр. САГУ, вып. 176, 1960.

Сикстель Т. А., Яскович Б. В. Новые данные о возрасте акчинской вулканогенно-осадочной свиты Кураминского хребта. Тр. Узглаву. Сб. № 1, 1960.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 4, 1957.

Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. МГК, XXI сесс. Докл. сов. ученых. Пробл. № 16. «Генетич. проблемы руд». Изд-во АН СССР, 1960.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. Изд-во «Наука», 1965.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 6, 1937.

Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. В кн. «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР». Вып. 1, 1945.

Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 3, 1946.

Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 1946.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всес. Мин. об-ва, сер. 2, ч. 76, вып. 1, 1947.

Смирнов С. С. Рецензия на книгу П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений». «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 1947.

Соколов В. А. О миграции газов в земной коре и их обмене с атмосферой. «Химия земной коры». Тезисы докл. на геохим. конфер., посвящ. 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского, 14—19 марта. Изд-во АН СССР, 1963.

Соколова Н. Т., Королев В. В. Околожилые изменения кварцевых порфиров, связанных с редкометальным оруденением. «Геохимия», № 8, 1959.

Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Изд-во АН СССР, 1952.

Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. Использование результатов определения теплофизических свойств горных пород для изучения разрезов бурящихся скважин. ДАН СССР, том 177, № 3, 1967.

Тарасов В. А. Об отношении скарново-рудных образований к дайкам диабазового порфирита в Юго-Западном Карамазаре. «Изв. отдел. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР». Вып. 3—5, 1961.

Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всес. мин. об-ва, сер. 2, ч. 78, вып. 3, 1949.

Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В кн. «Физ.-хим. проблемы формир. горн. пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.

Трушков Ю. И. О влиянии орогенных структур на распределение коренных месторождений и россыпей в складчатых областях Якутии. В кн. «Геол. россыпей золота и закономерн. их размещ. в центр. части Яно-Колымского складчат. пояса». Изд-во «Наука», 1966.

Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. Сб. «Геохим. современ. поствулканич. процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. В сб. «Геохим. современ. поствулк. процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Изд-во Кубуч, Томск, 1933.

Феннер К. Н. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. В сб. «Геол. рудн. месторожд. Зап. шт. США». ОНТИ, 1937.

Феннер К. Н., Ингерсон Э., Моррей Дж. Природа рудообразующего раствора. Дискуссия. В кн. Грейтона Л. «Природа рудообразующего флюида». Госгеолтехиздат, 1946.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1940.

Ферхуген Дж. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. В кн. «Физ.-хим. пробл. формир. горн. пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.

Флеров Б. Л., Леонов Л. Е. Глубина формирования Депутатского месторождения. «Геол. и геофиз.», № 6. Изд-во «Наука», Сиб. отдел., 1967.

Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (К проблеме происхождения гранитов). «Природа», № 9, 1950.

Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 1, 1953.

Хитаров Н. И., Учайев Н. Е. Экспериментальные данные к геохимии бария в гидротермальных условиях. В сб. «Эксперим. исследов. в обл. глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов гранитного состава. «Геохимия», № 11, 1967.

Хрущов Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. Зап. Всес. мин. об-ва, сер. 2, часть 82, вып. 1, 1953.

Хрущов Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. Тр. конф. «Пробл. постмагматич. рудообр.», т. 1, 1963.

Чаманский Г. К. Растворимость сульфидов в водных растворах. В сб. «Пробл. эндоген. месторожд.», вып. 1. Изд-во ИЛ, 1960.

Чухров Ф. В. Минералогическая зональность Восточного Коунрада. Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960.

Шейнман Ю. М. Есть ли ювенильные граниты? «Сов. геол.», № 1, 1963.

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. Изд-во ИЛ, 1958.

Штернберг А. А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами глубинного минералообразования. «Геол. рудн. месторожд.», № 5, 1962.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, 1954.

Эммонс В. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В сб. «Геол. рудн. месторожд. Зап. шт. США», ОНТИ, 1937.

Янович В. и др. Карпато-Балканская геологическая ассоциация, V конгресс. Бухарест, 1961.

Adams F. D. An experimental contribution to the question of the depth of the zone flow in the earth's crust. J. Geol., 1920, 20.

Bridgmann P. W. The failure of cavities in crystals and rocks under pressure. *Amer. J. Sci.*, 4-th ser., 1918, 45.

Brown I. S. Ore genesis. The Hopewell Press, 1948.

Butler B. S., Burbank W. S. Relation of electrode potentials of some elements to formation of hypogene mineral deposits. *Am. Inst. Min. Eng. trans.*, Yearbook, 1929.

Emmons W. H. Relation of metalliferous Zoned Systems to igneous intrusions. *Trans. Amer. Mineral M. E.* v. 74, 1926.

Emmons W. H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. Report of the XVI sess. Intern. Geol. Congress, v. 1, 1936.

Goranson R. W. Silicate-water system, the osmotic pressure of silicate melts. *Amer. Min.*, vol. 22, N 5, 1937.

Goranson R. W. Silica-water systems, Phase equilibrium in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ systems at the high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 5-th, ser. 35, 1938.

Kennedy G. C. A portion of Silica-water. *Econ. Geol.*, 1950, 45, N 7.

Kennedy G. C., Wasserburg C. J., Nead N. C., Newton R. C. The Upper three-phase Region in the System $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, 1962.

Lenoble A. Caractères géologiques des gisements français d'uranium. Leurs conséquences dans les différents stades de la mise en valeur. *Rev. l'indust. Miner.* 1, 1959.

Lindgren W. Differentiation and ore deposition. *Lindgren. Ore Deposits of the West States. A.J.M.E.*, New York, 1933.

Lowering T. Temperatures and depths of formation of sulfide ore deposits at Gilman, Colorado. *Econ. Geol.*, 1953, 53, N 6.

Matsushima S. On the strength distribution in the earth's crust and the upper mantle, and the distribution of the great earthquakes with depth. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ. Bull., 1961, N 43.

Pélissonnier H. Classifications métallogéniques et essais de synthèse. «Chronique mines et rech. minière», 1962, 30.

Seifert H. Geologische Thermometer. *Fort. Min. Krist. Petrogr.* 14, 1930.

Schneiderhöhn H. *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*, 1941.

Strübel G. Quantitative Untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Fluorspat (CaF_2). «*Neues Jahrb. Monatsh.*», 1965, N 3.

Sutton I. Depth and tectonic as factor in regional metamorphism. «*Nature*», 1962, 193, N 48.

Szádeczky-Kardoss E. A magmás kőzetek és ércek képződési mélységének meghatározásáról. *Magyar tud. akad. Műsz. tud. oszt. közl.*, 1957, 20, N 3—4.

Szádeczky-Kardoss E. On the determination of the depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. *Acta Geol. Hung.*, 1957, 4, N 3—4.

Tuttle O. F., Wyllie R. Hydrothermal studies in the system. $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{(albite)—H}_2\text{O—HF}$ and granite $\text{—H}_2\text{O—HF}$. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 69, 1957.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8$. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, vol. 74, 1958.

Uffen R., Jessop A. M. The stress release hypothesis of magma formation. *Trans. Amer. Geoph. Union*, 1963, 44, N 1.

Verhooogen I. Thermodynamics of a magmatic gas phase. *Univ. California. Publ. Los Angeles*, 28, 1949.

White C. H. The abyssal versus the magmatic theory of ore genesis. *Econ. Geol.* 40, 1945.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Обзор представлений о глубинах формирования эндогенных рудных месторождений	5
Краткий очерк геологического строения и развития Кураминской структурно-фациальной зоны	35
Геологическая основа и методика построения карт эрозионных срезов	76
Результаты анализа металлогенической карты Кураминской зоны	93
Основные причины, влияющие на глубины образования рудных месторождений	100
Л и т е р а т у р а	144

Кушнарев Иван Павлович

Глубины образования эндогенных рудных месторождений

Редактор В. И. Смирнов

Редактор издательства В. И. Макаев. Техн. редакторы: Т. М. Шмакова, Н. В. Жидкова.
Переплет художника Г. Р. Левина. Корректор П. А. Денисова.

Сдано в набор 1/VI 1969 г. Подписано в печать 18/VII 1969 г. Т-09068.

Формат 60 × 90¹/₁₆. Печ. л. 10,0 с вкл. Уч.-изд. л. 10,36.

Бумага № 1. Индекс 1—4—1. Заказ 441/2696-1.

Тираж 2000 экз. Цена 1 р. 19 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Московский проспект, д. 91.