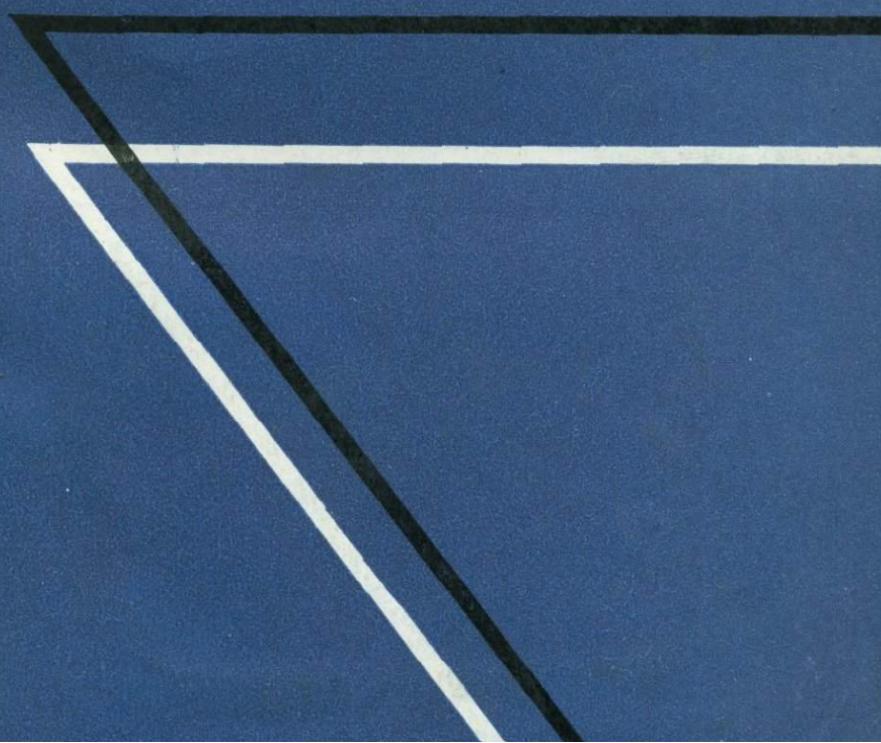


И.П.Кушнарев

ГЛУБИНЫ
ОБРАЗОВАНИЯ
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



И. П. КУШНАРЕВ

ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3844
ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ДОПОЛНЕННОЕ И ПЕРЕРАБОТАННОЕ



МОСКОВА «НЕДРА» 1982



Кушиарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. — 2-е изд., перераб. и доп. — М., Недра, 1982, 166 с.

Рассмотрены прямые и косвенные методы, позволяющие приближенно оценивать глубины формирования руд, приведены примеры таких оценок. Разработана методика определения глубин образования руд с помощью карты эрозионных срезов, показаны ее преимущества для установления глубин распространения различных типов руд. Новый более представительный фактический материал, полученный автором после опубликования 1-го издания книги (1969 г.), подтверждает прежние выводы и позволяет сделать новые. Освещены причины, обусловливающие диапазон развития различных типов руд эндогенных месторождений на глубину.

Для геологов-съемщиков, поисковиков и разведчиков, изучающих эндогенные месторождения полезных ископаемых.

Табл. 7, ил. 28, список лит. — 45 назв.

Р е ц е н з е н т д-р геол.-мин. наук В. П. Федорчук

К 2604040300—159
043(01)—82 57—82

© Издательство «Недра», 1982

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первое издание этой книги (Недра, 1969 г.), быстро разошедшееся среди геологов, увеличило интерес к определению диапазона глубин формирования различных типов эндогенных месторождений, ибо это вопрос первостепенной важности в научном и практическом отношениях.

Со времени создания нами карты глубин послерудной эрозии позднепермской поверхности современной рудообразованию для Кураминской зоны Средней Азии (1960 г.) в ней в 4—5 раз (а по отдельным металлам на порядок) возросло количество выявленных рудопроявлений и отчасти месторождений. Анализ глубин развития их на более представительной основе подтвердил правильность принятой нами методики.

Другим мотивом было желание проанализировать вышедшие из печати за 11 лет (с 1969 г.) книги, в которых рассматривались результаты применения нашей методики в других районах страны, а также иные решения проблемы глубинности рудообразования.

Наши стремления были также направлены на поиски примеров, в которых показаны изменения минерального состава руд и элементов, входящих в минералы, поскольку они позволяют создать косвенные методы определения глубинности образования руд, которые можно применять в тех районах, где карты эрозионных срезов отсутствуют.

Автор надеется, что в новом виде книга будет способствовать дальнейшему развитию и более широкому применению на практике методов определения глубин формирования месторождений и их эрозии, повышая эффективность поисковых, разведочных и оценочных работ. В то же время накопление дополнительных данных даст основу для более широких теоретических обобщений по рудообразованию.

В заключение автор выражает особую искреннюю благодарность за весьма ценные критические замечания, советы и большую помощь в работе академику В. И. Смирнову, докторам геол.-мин. наук проф. А. В. Пэку и В. П. Федорчуку и канд. геол.-мин. наук Б. М. Сельцову, канд. хим. наук Ф. С. Каплану, а также всем геологам нашей группы — проф. доктору геол.-мин. наук А. Б. Каждану, кандидатам геол.-мин. наук В. Н. Левину и В. Б. Мещеряковой и научному сотруднику ИГЕМ АН СССР А. Ф. Уткину, которые способствовали исследованиям в этой области и выходу в свет обоих изданий этой книги.

ВВЕДЕНИЕ

Опыт разведки и эксплуатации эндогенных рудных месторождений и различные расчеты, основанные на прямых и косвенных данных, указывают, что их протяженность на глубину сравнительно невелика — измеряется сотнями метров и 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. Линдгрен, 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 (Н. Ноower), 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. Помимо этого, наши публикации в 1961 г. [12], доклад, прочитанный на XXII сессии МГК в 1964 г., и серии докладов, сделанных нами перед коллективами геологов Средней Азии, Северного Кавказа, Москвы, Ленинграда и других мест, в которых излагались главнейшие черты методики таких расчетов, оказались недостаточными для того, чтобы каждый мог самостоятельно разобраться в деталях этой проблемы. Данные обстоятельства заставили нас взяться за подробное изложение указанной методики.

Настоятельная необходимость и возможность выяснения глубин образования месторождений появилась у автора в пятидесятых годах, когда под его руководством и участии, коллективом геологов ИГЕМ АН СССР (А. Каждан, В. Левин, В. Мещерякова и А. Уткин) велась геологическая съемка 1:50 000 масштаба Кураминской структурно-фациальной зоны в связи с выявлением закономерностей размещения эндогенных место-

рождений и перспектив поисков новых объектов. Для этой цели были использованы планшеты геологических карт А. Аделунга, А. Макарова, П. Подкопаева, а также различные материалы Н. Васильковского и его геолого-съемочной 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 поздней перми — началу триаса). Статистическая обработка данных по размещению на ней различных типов месторождений и рудопроявлений позволила выявить диапазоны глубин их образования и использовать этот критерий для выделения под поиски перспективных площадей и оценки обнаруженных руд, чего не могли дать расчеты глубин единичных месторождений. Так на ее основе была создана металлогеническая карта нового типа.

В описании геологического строения Кураминской зоны мы делали акцент на то, что требуется для решения поставленной задачи. Поскольку к началу составления карты эрозионных срезов существовали идеи или другие подходы к решению той же задачи, то естественно было определить их достоверность и возможность применения. Кроме того, после выхода в свет первого издания этой книги число публикаций на эту тему весьма существенно выросло и их нельзя было оставить без рассмотрения, ибо не во всех районах Мира можно сколько-нибудь достоверно выявить ту поверхность Земли, которая существовала во время рудообразования, и поэтому все прямые и косвенные методы решения этой проблемы могли принести пользу. Нами оставлены без внимания лишь те работы, в которых не указано, на какой фактической основе и по какой методике определялись глубины образования руд, а только объявлялись эти глубины. Мы стремились осветить все методы, существующие на сегодня и оценить их возможности.

Кроме сказанного, важнейшим мотивом переиздания книги было желание проверить надежность собственной методики определения глубин образования и эрозии эндогенных месторождений на новой фактической основе. В эту задачу входили проверка ранее сделанных нами выводов и практических рекомендаций и использование новых возможностей в создании шкал на базе минералогической зональности руд с глубиной, т. е. наращивание косвенных критериев глубинности, к выявлению которых мы давно призывали и других исследователей.

Мы надеемся, что выход второго издания книги даст новый импульс в выявлении глубин образования руд и получении практических выгод, которые заложены в этих знаниях, позволяющих объективно судить о перспективах поисков эндогенных месторождений и правильно оценивать обнаруженные объекты.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первостепенное научное и практическое значение знания глубин образования эндогенных рудных месторождений начали осознавать более половины века тому назад. С тридцатых годов нашего столетия это нашло свое отражение прежде всего в генетических классификациях руд. Так, в одной из первых классификаций В. Линдгрена (опубликованной в 1928 г.) глубина образования эндогенных месторождений, наряду с температурой и минеральным составом, является одним из главных принципов их разделения на эпи-, мезо- и гипотермальные. Мы не станем здесь рассматривать многочисленные классификации других исследователей (В. Обручева, М. Усова, В. Эммонса, Л. Грейтона, П. Ниггли, Г. Шнейдерхена, В. Смирнова и многих других), где в разной форме отражена их глубинность и даны оценки глубинных уровней развития каждого класса, поскольку это было нами показано в 1 издании книги [12], а главное, достаточно хорошо известно. Отметим лишь, что общая глубина таких месторождений от поверхности Земли ими оценивалась в 6—10 км, исключая В. Эммонса, который ее считал от апикальной части батолитов, генетически связывая с ними руды, образованные из единого потока гидротерм, т. е., в конечном счете, глубина образования руд оказывалась неопределенной, переменной величиной, зависящей от глубины застывания батолитов.

Помимо отражения глубинности образования руд в классификациях, велись поиски прямых и косвенных методов ее определения.

Методические основы установления глубин образования месторождений заслуживают тщательного анализа, ибо они в первую очередь определяют характер исследований, надежность получаемых цифр и являются главной причиной ошибок и заблуждений. Знание истории развития идей в этой области, их результатов, отдельных успехов, неудач и заблуждений позволяет избавить других исследователей от повторений тех же бесперспективных изысканий и выбрать приемлемые методы.

Первые немногочисленные определения глубин образования месторождений были сделаны к 1928 г. В. Линдгреном на основе их положения в стратиграфической колонке района, т. е. «по стратиграфической мощности» пород, накопившихся со временем образования руд. Очевидно, что этот простой

прием может быть применен только для руд, образованных в процессе активизации платформ и располагающихся в пределах практически горизонтально лежащих платформенных отложений. В наиболее распространенных многофазно складчатых геосинклинальных структурах, разбитых на блоки и испытавших неоднократные перемещения в процессе накопления и размыва толщ и проявлений тех или иных фаз складчатости, такой метод совершенно непригоден, ибо он не учитывает указанных выше деформаций и в нем не заложена задача по выявлению характера и положения той поверхности земли, которая существовала во время рудообразования.

Идеи В. Эммонса (высказанные в 1926—1937 гг.) произвели большое впечатление на современников (и не утратили влияния на некоторых и теперь). Согласно В. Эммонсу, руды отлагались в порядке, обратном их растворимости (что оказалось неправильным), из единого потока гидротерм, образуя вокруг генерирующих их батолитов зональный ряд, где высокотемпературные (Au, Mo, W, Sn и др.) руды располагаются в теле интрузива и ближайшем его экзоконтакте, а более низкотемпературные (Cu, Pb, Zn, Sb, Hg и др.), постепенно сменяя друг друга, удалены от него на расстояние, достигающее 10 км. Поскольку положение кровли каждого батолита, т. е. системы отсчета для размещения руд, требовало установления своего пространственного положения относительно поверхности Земли, существовавшей во время застывания батолитов, то в таком виде глубина формирования руд оказывалась понятием эфемерным.

По В. Эммонсу, происходит следующая смена рудных зон в стороны от батолита: Sn—W—As—Bi—Au—Cu—Zn—Pb—Ag—Au—Sb—Hg. Эта идея, отвергнутая, как универсальная основа зональности размещения руд, вновь возрождается [25] в качестве единой геохимической зональности изменения элементного состава первичных околоврудных ореолов, отражающей, по их мнению, движение растворов, образующих все сульфидсодержащие гидротермальные месторождения. Порядок размещения в них элементов-индикаторов (снизу вверх) следующий: W (72)—Be (60)—Sn (66)—U (100)—Mo (48)—Co (55)—Ni (50)—Bi (72)—Cu (86)—Au (84)—Zn (87)—Pb (84)—Ag (80)—Cd (66)—As (87)—Ba (93). Характер этой закономерности вероятностный. Цифры в скобках отражают встречаемость элементов (в %) в данном месте ряда, и при низкой вероятности смещение элемента в ряду не превышает одной-двух ступеней, что, по мнению Л. Овчинникова и С. Григоряна, не имеет принципиального значения. Элементы первой половины ряда относятся к «подрудным», а второй — к «надрудным». Если интенсивны ореолы «подрудной» групп-

пы и слабы «надрудной», то такая аномалия трактуется как неперспективная, так как отражает частичное или полное выклинивание рудного тела, а при обратных соотношениях их интенсивностей — это будет показателем неглубокой эрозии руд или наличия «слепого» рудного тела. Эта установленная на нескольких десятках примеров эмпирическая закономерность рекомендуется для: а) определения глубины эрозионного среза по отношению к верхним частям рудных тел; б) обнаружения «слепых» рудных тел; в) оценки перспектив флангов и глубин известных месторождений и г) разбраковки аномалий.

В то же время многочисленные диссонансы и отклонения, как нам представляется, связаны с идеализацией этого ряда и теоретическими предпосылками, в которых не учтены различные стороны этой сложной проблемы. Как и для ряда Эммонса, с которым сходен единый геохимический ряд, не находят подтверждения или логического объяснения отсутствие переходов одних типов руд в другие и наблюдаемая прерывистость, стадийность процесса рудообразования, когда на одном и том же уровне (рядом, в той же структуре) развиты, например, медные, полиметаллические и молибден-вольфрамовые руды. Хорошей иллюстрацией именно такого совмещения является месторождение Орлиная Горка (в Средней Азии), изученное нами в 1971 г. совместно с Н. Мостовым, Н. Выходцевым и В. Колесниченко. Здесь в дайках кислых гранитоидов развиты зоны окварцевания и серicitизации с медной минерализацией, а рядом, в тех же тектонических блоках, в известняках — скарны, где над последними как подрудные, так и надрудные элементы-индикаторы характеризуются высокими аномалиями. Такая тупиковая ситуация, когда не ясно, относить ли аномалию к перспективной или бесперспективной, была нами разрешена исходя из металлогенической специфики Кураминской зоны и стадийности процесса рудообразования и положительно оценена одновременно на полиметаллы и вольфрам-молибденовые руды. Бурение на двух конкретно намеченных участках подтвердило этот прогноз.

Поскольку единая геохимическая зональность свойственна каждому типу сульфидсодержащих руд, а сами эти типы образуют последовательный эммонсовский ряд типов или формаций, охватывающий $\frac{3}{4}$ элементов того же самого ряда, то такое представление приводит к неясностям и противоречиям. Например, не ясно, чем определяется такая двойственность: весь ряд в его отдельном звене (типе руд) и одинаковость, безликость всех ореолов для многочисленных его типов? Непонятно, почему это касается только сульфидов и не относится к другим соединениям тех же и многих других элементов, образующих разнообразные руды (что лишает его

титула «единий»)? Нельзя понять эту зональность, зная, что геохимические ореолы представляют своеобразную равнодействующую влияния всех наложенных процессов начиная от разностадийных рудных образований до последующих их изменений подземными и поверхностными водами с созданием кор выветривания, зон окисления и вторичного обогащения руд. Важную роль в образовании ореолов играют среда и геохимические барьеры, определяющие миграцию или осаждение различных химических соединений. Определенный вклад в это вносит и структурный контроль, особенно экраны, которые подпруживают растворы и создают асимметрию в расположении ореолов и зональности элементов-индикаторов в нем, образуя в некоторых случаях области минимумов над рудами (например, в диапировых структурах) и т. д. В наиболее поздней работе Л. Овчинникова и С. Григоряна [24], развивающей эти же идеи, единый геохимический ряд фигурирует в качестве обобщающего символа, а не рабочего инструмента, ибо для выявления конкретных типов сульфидных руд ими здесь выделяется 15 геохимических рядов, отличающихся между собой, и весьма существенно, от единого ряда. Эти многочисленные ряды фактически отражают типы или формации руд, образующие как самостоятельные объекты, так и стадии минерализации более сложных месторождений. Несмотря на наличие неясностей по некоторым вопросам, которые найдут свое разрешение в дальнейшем, важно то, что геохимические методы поисков руд являются быстро развивающейся, прогрессирующей ветвью геологических исследований. Они позволили повысить эффективность поисковых, разведочных и оценочных работ, особенно для скрытого, не выходящего на поверхность оруденения. В заключение еще раз следует подчеркнуть, что когда геохимики говорят о глубине эрозионного среза, то понимают его не в том смысле как мы, — если, например, говорится о верхнем эрозионном срезе, то имеется в виду, что рудное тело находится на несколько десятков или первых сотен метров ниже изученного ореола, с ярко проявленными надрудными элементами-индикаторами, а если указывается на наличие нижнего эрозионного среза, то предполагается, что тело уже размыто или расположено выше этого ореола, обнаруженного в скважине или горной выработке.

Отмечая неутешительное состояние в определении глубин образования эндогенных руд, С. Смирнов еще в 1946 г. считал, что «основным способом решения этой задачи 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». Такие единичные определения делались в 1941 г. по полиметаллам

З. А. Королевой, по ртути В. А. Невским и другими в 1955 г. и тогда же А. Т. Асланяном по медноколчеданным и полиметаллическим рудам, нами в 1958 г. по редкометальным, а Г. Г. Грушкиным в 1961 г. по флюоритовым месторождениям, но и они не всегда позволяли дать общую закономерность размещения руд по глубинным уровням.

К числу прямых методов определения глубин относится и геоморфологический метод, предложенный Н. Синицыным еще в 1959 г. Он, исходя из пермского возраста сурьмянортутной минерализации Южно-Ферганского пояса Тянь-Шаня и наличия хорошо сохранившихся останцов пермского пенеплена в отдельных тектонических блоках и учитывая степень размыва этого пенеплена и данные разведочных работ, определил, что промышленные Sb-Hg руды формировались в интервале глубин от 1,0 до 2,0 км, а мелкие рудопроявления вблизи поверхности до глубины 1 км. Отсчет глубин велся от месторождения в направлении, перпендикулярном к пенеплену, интерполированному по его останцам. В методическом отношении способ безупречен. К сожалению, редки случаи, когда сохраняются пенеплены, одновозрастные оруденению.

Следуя геоморфологическому подходу Н. Синицына к определению глубин формирования месторождений, М. Калабина в 1964 г. предприняла попытку установить их только для кварц-барит-флюорит-полиметаллической формации в Чаткало-Кураминском регионе, где это было сделано раньше нами для всех типов руд. В противовес Н. Синицыну, выявившему для Южной Ферганы одновозрастную оруденению пермскую поверхность выравнивания по сохранившимся ее реликтам, М. Калабина для этого же возраста руд принимала за основу расчетов реликты поверхностей выравнивания позднемелового или палеогенового возраста, считая, что с конца перми до конца мела или даже палеогена никаких существенных изменений рельефа, т. е. размыва поднятых блоков или накопления осадков, не произошло, и без больших погрешностей можно использовать эти поверхности для указанных целей, незаконно называя их поверхностями, современными рудообразованию (P_2-T_1). При этом никакой геологической аргументации в обоснование своих построений не приведено, ибо их нельзя привести.

Методика составления карты состояла в том, что, имея в данном районе реликты меловой или палеогеновой поверхности выравнивания и интерполируя их положение между останцами такой поверхности, с учетом перемещений по альпийским разломам, М. Калабина изобразила поверхность выравнивания в виде горизонталей (через 100 м) от современного уровня моря. На этой же карте были показаны (с интервалом в 100 м) и горизontали современного рельефа.

В тех участках, где не сохранилось следов этих палеоповерхностей, были оставлены «белые пятна», т. е. далеких экстраполяций не делалось. Далее ею учитывалось статистическое распространение кварц-барит-флюорит-полиметаллических руд на глубину по разности высот в данной точке между рудными объектами и меловой (или палеогеновой) поверхностью выравнивания. По разности высот между мало и глубоко размытыми объектами устанавливался диапазон глубин образования этих руд. Он оказался в пределах 0,35—1,6 км от уровня моря. Протяженность на глубину конкретных месторождений и рудопроявлений этой формации (очевидно с учетом разведки) оценивалась в пределах от 50—100 до 400—450 м максимум.

В другой работе, где принимается ее же методика, приводится фрагмент карты глубин эрозии и на основе этого фрагмента определяются тем же способом глубины эрозии и диапазон глубин образования уже более широкого возрастного спектра разнообразных руд (C_1 ; C_{2-3} и C_3-P или, по другим мнениям, $P_2-T_1?$) и даже глубины становления интрузивных массивов тех же возрастов. При этом авторы подчеркивают, что ими более полно учтены альпийская складчатость, создавшая серию крупных складок, изогнувших денудационную поверхность одновозрастную оруденению, и альпийские разломы, переместившие ее в ряде случаев на значительные амплитуды. Типичным примером реконструкции этой поверхности в одном из районов Чаткальского хребта является рис. 1.

Дальнейшее расширение возрастного диапазона существования неизменной поверхности выравнивания с раннего карбона до палеогена ведет к отрицанию какого-либо геологического развития Кураминской зоны за этот период. Это противоречит всему фактическому материалу о наличии в этот отрезок времени неоднократных периодов осадконакопления, прерываемого складчатостью, внедрением интрузивов, блоковыми перемещениями по разломам и, в заключение, частичным или полным размывом этих отложений в некоторых тектонических блоках с образованием поверхностей выравнивания сохранившихся до начала нового периода развития (с чем согласны и авторы этой работы). Каждая такая поверхность выравнивания захоранивалась под более молодыми осадками и вместе с ними подвергалась складчато-глыбовым деформациям и новому размыву в конце очередного периода развития и поэтому никак не могла совпадать с любой прежней поверхностью выравнивания.

Сказанное выше иллюстрирует рис. 1, на котором видно, что палеогеновая или меловая поверхность выравнивания изогнута в складки совершенно одинаково с палеозойскими (карбоновыми и другими) отложениями. Отсюда следует, что расправив эту денудационную поверхность до начального

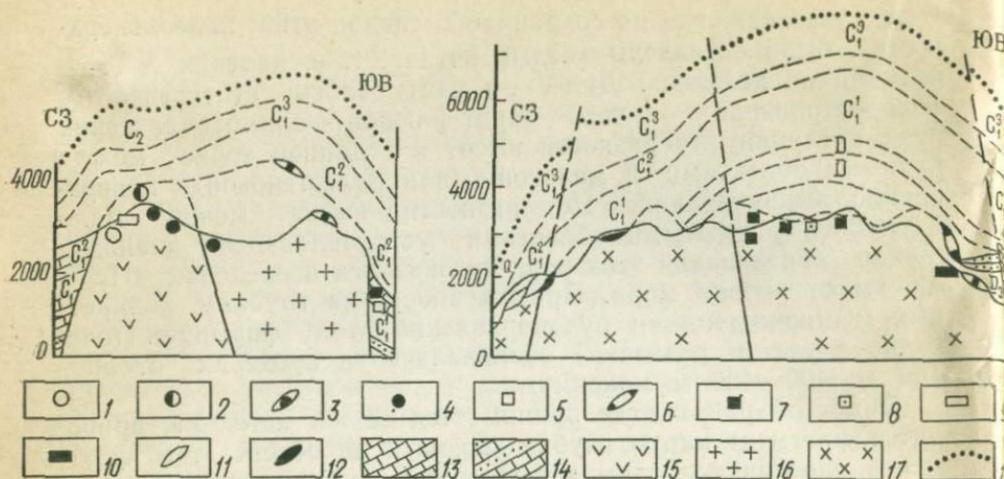


Рис. 1. Геологические разрезы со спроектированными на них положениями рудных формаций Чаткальских гор [26].

Рудные формации: 1 — пегматит-флюорит-редкометальная; 2 — грейзено-редкометально-флюоритовая; 3 — скарново-редкометальная; 4 — кварц-флюорит-редкометальная; 5 — пегматит-редкометальная; 6 — скарново-редкометальная (Mo-W); 7 — кварц-редкометальная; 8 — кварц-флюоритовая; 9 — кварц-вольфрамит-шеелит-мolibденитовая; 10 — анкерит-висмутовая; 11 — скарнико-сфалерит-галенитовая; 12 — скарново-гематит-магнетитовая. Геологические образования: 13 — карбонатные породы нижнего и среднего карбона и вулканогенные образования среднего карбона; 14 — конгломераты, песчаники и известняки девона; 15 — алякситовые граниты (γ C₃-P₁); 16 — граниты (γ C₃); 17 — гранодиориты, диориты ($\gamma\delta$ C₂₋₃); 18 — денудационная поверхность, одновозрастная рудообразованию

субгоризонтального ее положения (пенеплена) и тем самым вычтя молодую альпийскую складчатость, мы получим субгоризонтальное положение палеозойских пород, т. е. будем вынуждены вместе с их составителями прийти к отрицанию существования какой-либо фазы палеозойской складчатости войдя в непримиримые противоречия с фактами и, соответственно, взглядами всех без исключения исследователей.

Из тех же разрезов (см. рис. 1) следует, что имея резко изогнутую палеоповерхность (даже синхронную минерализации), измерять глубину эрозии руд по разности высот в данной точке между горизонталью современного рельефа и горизонталью этой палеоповерхности неверно, ибо это равнозначно измерению мощности пластов по произвольному косому сечению, а не перпендикулярно плоскости пласта, в данном случае к этой поверхности. Считать же, что ранне-карбоновые или, например, средне-позднекарбоновые руды и интрузивы при своем формировании залегали на глубинах, рассчитанных таким путем, совершенно неразумно. Из-за очевидности всего сказанного выше мы не стали разбирать эту методику в первом издании данной книги и были затем удивлены появлением ее поклонников.

В 1979 г. вышла книга [27], авторы которой, исказив временную последовательность публикаций наших данных (1961 г.) и демонстрации самой карты эрозионных срезов (1960) и публикации М. Калабиной (1964 г.), утверждают, что полученные нами результаты расчета глубин распространения различных типов руд являются достижением М. Калабиной, а мы лишь «продолжили» ее работы, хотя совершенно очевидны различные результаты и методические подходы. Так, например, вертикальный размах развития всей флюорит-полиметаллической формации оценивался М. Калабиной в 1250 м, а месторождений от 50—100 до 400—450 м максимум (т. е. «закрывал» их перспективы), в то время как мы [12] этот размах определяли в 4—4,5 км. Из-за принципиальных расхождений не сходятся наши выводы и с более поздней работой этих исследователей [26].

Что же касается послерудной истории развития Кураминской структурно-фацальной зоны (с конца позднего палеозоя до мела и палеогена), то все исследователи, разбирающие этот вопрос (Н. Синицын, а в 1958 г. А. Аделунг и позже В. Троицкий и др.), показали, что развитие поверхностей выравнивания можно охарактеризовать только при анализе условий накопления формаций горных пород, лежащих выше и ниже их. Н. Синицын первый доказал, что горные сооружения, возникшие в Ю. Фергане в завершающую стадию варисского орогенеза, к концу палеозоя были глубоко эродированы и представляли собой предельную равнину. Забегая вперед, отметим, что для Кураминской зоны этот вопрос кратко рассмотрен и нами в разделе, характеризующем ее геологическое строение, и показано различие характера рельефа в пермское и мезо-кайнозойское время в процессе прогрессирующего расширения трансгрессии и накопления мощных меловых и особенно палеогеновых грубообломочных, молассовых осадков в конседиментационных прогибах. Все это свидетельствует об интенсивных процессах размыва территории в послерудное время при образовании нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания. Рассматривая более широкий регион Азии, В. Троицкий [37], в развитие таких же представлений, показал, что в позднем триасе и юре произошло разламывание верхнепалеозойского пенеплена и образование нового мозаичного рельефа при пульсирующих мезо-кайнозойских трансгрессиях с затуханием контрастности рельефа к концу палеогена и созданием глобального пенеплена на громадных просторах Средней и Центральной Азии.

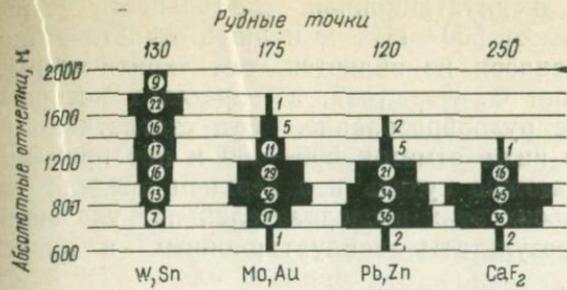
Все это говорит о том, что существующие фактические материалы не допускают произвольного толкования характера развития рельефа и низкой степени размыва палеозойских отложений, чтобы считать, что в меловое и палеогеновое время сохранились те же самые поверхности, которые обра-

зовались в конце перми, и тем более в карбоновое время. Грубые методические ошибки и искажения истории геологического развития, допущенные М. Калабиной, И. Брагиным, А. Малаховым и др. [26], не позволяют рекомендовать эту методику, а приведенные ими цифры глубин образования месторождений не заслуживают никакого доверия.

Другой, чисто морфометрический подход к определению вертикального размаха развития руд и оценки ее перспектив предлагают Ф. Корытов (1968 г.) и В. Богацкий [1]. Сущность его проста и состоит в подсчете числа рудных объектов, приходящихся на разные гипсометрические уровни современного рельефа. Сами же результаты подсчетов распространены на палеозойское время образования руд. Этот подход лишен геологической основы, и лишь при объяснении закономерностей размещения разных руд делаются попытки понять их исходя из самых общих геологических и других предположений. Используя выборочно 18% известных к тому времени месторождений и рудопроявлений одного из районов, Ф. Корытов пришел к выводу, что высокотемпературная оловянно-вольфрамовая минерализация размещается выше низкотемпературной флюоритовой (рис. 2,а). Эту обратную зональность он объясняет тем, что все блоки с первым типом руд были по неясной (фатальной) причине подняты выше флюоритовой минерализации. Сравнение, по его же данным, гипсометрического положения высокотемпературных молибденовых руд с положением средне- и низкотемпературных свинцово-цинковых показывает, что их размещение одинаково и весьма близко к размещению флюоритовых руд. Иначе говоря, молибденовые руды не дают «обратную» зональность. Известно, что возраст флюоритовых руд — меловой, а всех других — средне-позднеюрский. Однако и это не учтено при такой статистике. Если относиться доверительно к закономерностям, установленным Ф. Корытовым, то например, интервалы, с абсолютными отметками в 400—500 м и выше, 1600 м не перспективны для поисков флюоритовых руд, а для руд других типов не перспективны иные интервалы (см. рис. 2,а). Все это занижает перспективы поисков, ибо не учитывается степень описанности из-за неодинаковой закрытости разновысотных территорий чехлом четвертичных осадков, особенно заболоченных низинных и вершинных ее участков, не говоря уже об отрыве всей этой концепции от конкретной геологической ситуации.

А. Канищев [9] решил проверить и уточнить выявленные Ф. Корытовым закономерности с использованием всех известных к тому времени рудных точек (3693). Для большей объективности он учел процент распределения площадей для тех же интервалов высот и ввел критерий — интенсивность

а)



б)



Рис. 2. Гипсометрическое положение рудных месторождений

— распределение месторождений в процентах к количеству учтенных, по Ф. Корытову;
— то же, с учетом приуроченности рудных точек к разновысотным площадям

минерализации на единицу площади. В результате А. Канищев выяснил, что максимум точек разных типов руд приходится практически на один уровень высот (700—900 м). Этот уровень занимает и наибольшую площадь. На уровень от 500 до 1100 м приходится 96% руд. Выше него только молибденовые и вольфрамовые месторождения имеют значимость. Уровню высот 400—600 м соответствуют обнажения нижнемеловых континентальных толщ, перекрывающих главную J₂₋₃ группу эндогенных руд. Введение показателя плотности оруденения снизелировало резкоступенчатое распределение различных типов руд (см. рис. 2, б) и те различия, о которых писал Ф. Корытов. Они стали монотоннее на значительно больших интервалах и, как отметил А. Канищев, только показали тенденцию к некоторой закономерности в размещении руд, установленную Ф. Корытовым, выводы которого на этой основе он считает в общем правильными, но отмечает, что картина стала иной, и вертикальная протяженность руд почти у всех типов оказалась одинаковой (от 500 до 2100 м). Отмечая повышенные плотности рудных точек для оловянных, вольфрамовых, отчасти молибденовых месторождений в интервале 1700—2100 м, А. Канищев вместе с тем указывает, что на эти высоты приходится всего 1,3% площади и 5,5% рудных точек. В связи с этим напрашивав-

ется естественный вывод о том, что поскольку вся основная геологоразведочная и эксплуатационная деятельность сосредоточена в пределах высот 500—1100 м и лишь отчасти выше, этот вертикальный диапазон не является тем «критическим» горизонтом в понимании Ф. Корытова, в пределах которого и происходит основное рудообразование. Эта статистика не позволяет считать, что ниже отметок 500—400 м нет промышленных руд, как невозможно судить и о верхнем пределе их развития. В статьях обоих этих исследователей нет указаний, учитывались ли ими результаты эксплуатационных и разведочных работ.

Ту же методику определения вертикальной амплитуды и оценку перспектив поисков железорудных месторождений Сибири применял и В. Богацкий (он обобщил эти результаты в 1970 г., но опубликовал их позже). Он считает, что вертикальная протяженность промышленного магнетитового оруднения на юге Средней и Западной Сибири равна 2090 м и что в целом эта протяженность принципиально сходна для отдельных рудных полей (от 680 до 1300 м) и для горных областей (1,1—2,1 км). Вместе с другими метасоматитами, прослеживающимися выше рудных тел на 400—600 м и ниже их не менее чем на 200—300 м, общий вертикальный размах минерализации оценивается им в 3 км.

Конечно, эти сведения о размещении руд в пределах современного рельефа не дают никакого представления о глубинах, на которых в палеозое формировались магнетитовые месторождения и которые теперь вскрыты эрозией, так как нет геологических координат для такого отсчета, т. е. установленной поверхности земли в период минерализации (с учетом последующих ее деформаций), от которой можно было бы вести эти расчеты. Прежде всего не учтены послерудные перемещения блоков (а они, по В. Богацкому, достигали 700—800 м и более), которые приводят на одинаковые гипсометрические уровни разноглубинные рудные поля или их части, поэтому не может быть никакого доверия и к цифрам общего диапазона глубин развития промышленной минерализации. Дело в том что по этой примитивной методике месторождения, занимающие высокие гипсометрические уровни, должны расцениваться как наиболее перспективные на глубину, а занимающие нижние части рельефа — с неопределенными или отрицательными перспективами, что далеко от реальности, и можно привести достаточно много примеров, когда из-за блоковых послерудных перемещений на одном высотном уровне будут находиться разные сохранившиеся от размыва части этих месторождений. Геологические данные здесь полностью игнорированы, как и временные различия между образованием месторождений и сегодняшним днем.

Поскольку статистические подсчеты количества объектов, приходящихся на тот или иной гипсометрический уровень, не показали постоянства, то эта ступенчатость гистограммы привела В. Богацкого к мысли о модальном, волновом характере их размещения. Волновому механизму он придает исключительное значение, основывая на нем рекомендации по поисковым и оценочным работам. За аналоговую модель В. Богацкий [2] принимает муаровые сетки как простейший наглядный пример распространения упругих волн и их интерференции. При таком (по нашему мнению, весьма идеализированном и очень далеком от реальности) приложении волнового механизма образования разрывных структур, по В. Богацкому, должны возникать зоны брекчий, разломы и трещины в форме эллипсов, гипербол с пологими бортами, типа «арбузных корок», или с крутыми бортами (кубковидные, серповидные, пиалоподобные), а также в виде четок, эллипсоидов, вложенных друг в друга, сопряженных с одно- и двуполостными гиперболоидами, и лишь в частном случае в виде прямых линейных плоскостей. Трещинных структур и зон брекчий, образующих такие формы, мы нигде не видим, а частный случай В. Богацкого по наблюдениям является самым обычным. Ссылка на волновую механику не «очищает» эти аналогии от ошибочного их применения в геологической практике. В справочниках по сейсмологии (например, «Справочник геофизика», 1966 г.) об интерференционных волнах сказано как об очень сложных, еще мало изученных волнах, которым можно дать лишь качественную оценку, ибо они развиваются не в идеальной, а в анизотропной (упругой и неупругой) среде, ведущей к затуханию волн. Там же отмечается, что при взрывах (резкой разрядке напряжений) на возбуждение упругих волн, как правило, тратится малая доля энергии, а большая ее часть идет на разрушение пород у эпицентра, теряется в виде тепла, и т. д. По мере ухода упругих волн от источника возбуждения колебания затухают, что хорошо известно на примерах изменения разрушительной силы землетрясений. Более того (и это не менее важно), выделяемые В. Богацким «рудные волны» (или моды) длиной в 200, 400, 600, 800, 1200 и 1600 м не имеют ничего общего с длинами перечисленных выше волн, сложению которых обязано появление разрывных структур, образующих чередующиеся рудоносные и безрудные интервалы («волны»), с относительно закономерной, преимущественно прямолинейной сетью сколовых (а не разрывных, также прямолинейных) нарушений, независимых от локального положения источника (или источников) возбуждений интерферирующих волн, и с доказательством достаточности их энергии для создания этих структур.

Сведения о длинах волн крайне редко встречаются в литературе, ибо в сейсмологии и сейсморазведке пользуются только данными о их скоростях. Извлечение этих сведений [6], приведенное в табл. 1, показывает, что при сложении естественных интерференционных волн нельзя получить рудные «волны», или моды, В. Богацкого указанной длины. Очевидно, что они могли дать вблизи очагов землетрясений только разрывные (а не сколовые) структуры.

Таблица 1
Некоторые характеристики волн

Естественные поля	Скорость, км/с		Видимый период, с		Длина волн, км	
	диапазон	средн.	диапазон	средн.	диапазон	средн.
Обменные (PS) волны при работах со станциями «Земля» и «Черепаха»	3—8,5	5,75	2—0,5	1	3—8,5	6
Продольные волны	4—10	7,5	2—0,25	0,75	3—7,5	6
Большая сейсмология (ГСЗ)	4—11	7,5	20—0,5	5,0	20—55	37

Во всех публикациях В. Богацкого на эту тему решение проблемы носит умозрительный характер, и никаких ответов на правомерность выводов, в связи с возникающими у читателей возражениями и сомнениями, в них найти невозможно. Согласно взглядам В. Богацкого, любой источник возбуждения может создать упругие колебания, а следовательно, при их интерференции перечисленные им формы разрывов, которых в реальности нет.

Таким образом, методические подходы к решению проблемы глубинности руд и их эрозионного среза, предлагаемые В. Богацким и Ф. Корытовым, непригодны, в связи с их некорректностью; они и не геологичны.

Имеется целый ряд примеров с попытками решить вопросы глубинности на основе термодинамических расчетов по существующим минеральным комплексам руд и пород. Несмотря на заманчивость такого подхода, в нем много неясностей и допущений, а получаемые параметры давлений, по которым можно рассчитать глубинность образования пород и минералов, всегда имеют весьма широкий диапазон (в несколько килобар). В качестве примера таких расчетов можно привести работу И. Малахова [15], в которой определялась глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения. Основой расчетов были хромшпинелиды, которые, судя по константам равновесия при диссоциации, являются идеальными твердыми растворами, и их термоди-

намические свойства меняются аддитивно в зависимости от соотношений их составляющих: шпинели, Mg-хромита или герцинита, хромита и магнетита. Парциальные давления O_2 с учетом давления паров металлов ($P_{газ}$) и констант равновесия при диссоциации минералов шпинелевой группы (K_{pt}), рассчитывались согласно температурам их плавления. В качестве критерия оценки глубины формирования принято парциальное давление O_2 при диссоциации воды с поправкой на температуру и давление нагрузки. В результате таких расчетов оказалось, что глубина формирования дунитов Урала составляет от 3,5 до 6 км, а генетически связанных с ними хромитов — от 3 до 4,5 км. Дунит-клинопироксеновая форма-ция образовалась, по его расчетам, на глубинах от 1,3 до 3 км, гарцбургиты, связанные с дунитами, от 3 до 4,5 км, собственно гарцбургиты от 0,45 до 0,6 км; в других случаях от 0,3 до 1,2 км.

Учитывая, что в реальных разрезах расслоенных плутонов эти породы переслаиваются между собой и, следовательно, находятся практически на одинаковых или очень близких глубинах, величайшее расхождение результатов свидетельствует об их несовместности и недостоверности. Они не заслуживают доверия еще и потому, что в расчеты уже была заранее введена не известно как определенная глубина образования этих пород, т. е. давление нагрузки толщ для вычисления поправки на парциальное давление O_2 — та глубина, ради которой затянуты эти расчеты. Кроме того, И. Малахов исходит из наиболее энергоемкой магматической концепции образования этих пород и не учитывает другие пути их возможного образования (метасоматический или метаморфический). В целом следует сказать, что, вне зависимости от принятого генезиса этих пород, расчетные формулы не позволяют вычислить глубину формирования пород и связанных с ними руд из-за превышающего их числа неизвестных величин.

Кроме термодинамических расчетов образования минералов и некоторых простейших пород, имеется еще и широко распространенный метод исследований газово-жидких включений в минералах, который дает $P-t$ константы, т. е. претендует на решение тех же задач. Необходимо отметить, что по мере совершенствования методов исследований в настоящее время он поднимается на принципиально новый уровень, где, кроме массовых замеров температур гомогенизации и декриптизации (растрескивания) включений, ведутся тонкие качественные и количественные определения их содержимого. Так как определение $P-t$ условий образования минералов этим методом менее трудоемкий процесс по сравнению, например, с детальным изучением рудных месторождений, то, конечно, он привлекает к себе внимание.

Посмотрим, каковы возможности этого метода и насколько совместимы его данные с геологическими наблюдениями. В качестве примера возьмем тот, в котором меньше всего расхождений в результатах определений температур и давлений каждой стадии минерализации, а круг изученных месторождений достаточно велик [29]. В этой работе разбираются процессы гидротермального минералообразования многих месторождений Восточного Забайкалья и даются следующие пределы давлений и температур образования разных стадий минерализации (без поправок на литостатическое давление): 1) кварц-молибденовая >100 МПа и $>500-300^{\circ}\text{C}$; 2) кварц-турмалиновая >100 МПа и $>450-300^{\circ}\text{C}$; 3) ранние сульфиды 100—70 МПа и $400-270^{\circ}\text{C}$; 4) полиметаллы 75—50 МПа и $300-200^{\circ}\text{C}$; 5) кварц-карбонатная с флюоритом 40—20 МПа и $200-50^{\circ}\text{C}$.

Если для простоты расчетов принять, что средняя плотность пород равна 2,0 г/см³, получим, что первая и вторая стадии минерализации должны формироваться на глубине 5 км и более; руды третьей стадии обязаны занимать интервал от 3,5 до 5 км; четвертой — от 2,5 до 3,5 км и пятой — от 1,0 до 2,0 км, т. е. каждая стадия должна как бы наращивать предыдущую. В действительности же в одних и тех же горных выработках или на поверхности наблюдаются несколько, а иногда и все стадии минерализации, которые совместно прослеживаются на многие сотни метров в глубину.

Большой интерес представляют результаты исследований изотопического состава С, О, S газово-жидких включений в оловорудных месторождениях Восточного Забайкалья и отчасти Хабаровского края, проведенных Л. Носик, Е. Доломановой, И. Рождественской [22]. Они получили весьма любопытные данные, установив наличие H₂O, SO₂ и CO₂ в кассiterите и кварце Малой Кулинды и Этыки. Имеется вода во включениях кассiterита и ее нет в кварце Зун-Ундура, а на Ушумском, Будюмрюканском, Сохондинском и других — наоборот. На Баджираевском месторождении ни в кварце, ни в касситерите воды в вакуолях не установлено, но в них много CO₂ и относительно много SO₂. В Шерловогорском месторождении отсутствует вода в касситерите, сфалерите, арсенопирите и флюорите, но много ее в кальците и она есть в кварце, и т. д. При этом установлено, что во включениях в кварце CO₂ меньше, чем в касситерите, а SO₂ наоборот, но концентрация SO₂ в касситерите выше. Повышается содержание CO₂ в минералах жил, залегающих в карбонатных породах. Во всех жильных минералах, в их вакуолях, обычно есть SO₂, но ее меньше, чем CO₂, и лишь на Ушумском месторождении в жилах, залегающих в карбонатных породах, ее нет, а в залегающих в силикатных — вновь SO₂ присутствует, и особенно многое в арсенопирите. Во всех сульфидах изученных месторожде-

ний во включениях присутствуют углекислые растворы с высоким содержанием SO_2 . Следует заметить, что все эти данные относятся к минералам одной стадии, в которой намечается последовательность их кристаллизации, где наиболее близкими по времени возникновения являются кварц и касситерит.

Изотопный состав серы меняется от метеоритного (Малая Кулинда) до состава, обедненного им (Этыка). Тяжелый изотоп C имеется лишь в Этыке и на Ушумском месторождении. На последнем в кварце установлен циан, а на других — метан и много его галоидных соединений. Наконец, удивляет отсутствие корреляций изотопов S , O и C в одних и тех же минералах и особенно разная концентрация SO_2 , H_2O и CO_2 во включениях.

Из всего этого материала авторы сделали лишь один общий вывод об изменчивости гидротерм в процессе образования жил и даже отдельных зон роста одного и того же минерала. Изложенная уникальная информация о составе газово-жидких включений дает богатый материал для размышлений о правильности сложившихся представлений о рудообразовании и показывает важность таких исследований.

Другим направлением является синтез минералов, в котором известны условия их выращивания и имеется возможность проверить допускаемые предположения и постулаты при изучении газово-жидких включений. В этом отношении представляет большой интерес работа Л. Хетчикова, Б. Дороговина и др. [23], в которой описаны исследования расплавных включений в синтезированных ими гранатах из простых и сложных расплавов с минерализаторами. При стехиометрическом (формульном) составе шихты без минерализаторов включения обладали примерно той же температурой гомогенизации и полностью соответствовали составу минерала-хозяина или (в некоторых включениях) отличались составом примесей. В сложных расплавах с минерализаторами (трехокиси Mo) при разных содержаниях шихты (ее компонентов) уже были существенные расхождения в температуре кристаллизации расплава и включений. Так, в гадолиний-галлиевом гранате с шихтой, соответствующей формульному ее соотношению, в присутствии PbO в качестве плавня и температуре кристаллизации 1300—900°C обнаружили включения стекла, гомогенизирующиеся при температуре 1150—1160°C и 800—850°C. При несоответствии шихты стехиометрической формуле и наличии минерализаторов установлены фазы во включениях, которые гомогенизируются выше температуры плавления минерала-хозяина и ниже ее. Эти данные привели их к выводу о том, что при термодинамических исследованиях, не зная состава включений, нельзя говорить о температуре минералообразования по температуре гомогенизации.

Результаты этих работ безусловно вызовут у каждого свои

соображения и вопросы. Помимо главного вопроса, поставленного в свое время академиками А. П. Карпинским, а затем А. Г. Бетехтиным, — можно ли считать содержание вакуолей тем маточным, исходным раствором (или расплавом), из которого шла кристаллизация минералов, или это были «отработанные» растворы, в его развитие, появляются и новые. В частности — что это за гидротермальные растворы без воды (их основы) или чем можно объяснить ее отсутствие во включениях ряда жильных минералов? Можно ли считать растворы (или расплавы) гомогенными системами? Все ли их можно отнести к закрытым, равновесным системам со стехиометрическими соотношениями компонентов, необходимых для образования данной совокупности минералов, и какова роль летучих соединений в этом процессе? Какова уверенность в том, что их содержание не менялось во времени (исчезло или дополнялось) и не реагировало с минералом-хозяином, изменяя свой состав, и т. д., и т. п. Несмотря на завидную храбрость некоторых исследователей в том, что эта методика способна дать ответы на поставленные вопросы и определить $P-t$ условия породо- и рудообразования, следует сказать, что вряд ли это возможно по ряду причин: мизерности объектов исследований, сложности проблемы, прежде всего из-за очень малой изученности многокомпонентных систем, отсутствия уверенности, что во включениях сохранился маточный первичный раствор, ибо в нем до сих пор не зафиксированы элементы, входящие в состав рудных и других образований, и что он не изменялся в последующем. Нет уверенности и доказательств, что всегда это были гомогенные системы, а $P-t$ условия создания минеральных образований соответствуют моменту возникновения этой гомогенности (границе их дегомогенизации). На последнем они особенно настаивают, ибо это является репером для сравнения различных рудных и других образований. Однако эта гомогенность и ее отражение в составе включений вызывают сомнение уже по результатам контролируемого эксперимента в работе Л. Хетчикова и др. [23] в системах с наличием летучих при нестехиометрическом составе шихты, т. е. усложненных системах, приближающихся к еще значительно более сложным природным системам. Поразительное различие в содержании воды в практически одновременно кристаллизующихся кварце, кассiterите и некоторых других жильных минералах оловорудных месторождений Забайкалья вызывает еще большие сомнения в наличии этой гомогенности. Эти сомнения крепнут, когда знакомишься с интересной статьей В. Наумова [20], в которой указано, что первичные включения в кварцевых порфирах Тырныауза (Сев. Кавказ) состоят либо из расплавных включений, плавящихся при 450—460°C, либо из газовых, с мениском жидкой фазы, гомогенизирующейся при 305—315°C. Поскольку эти включения первичные, то в соответствии с принятыми кано-

нами они должны отражать состав и условия кристаллизации магмы и не должны различаться между собой, чего здесь нет.

А. Грановским [5] была проведена работа по определению глубин образования и эрозии эндогенных полиметаллических месторождений Садонской группы (Сев. Кавказ) по изменению температур гомогенизации и декриптизации газово-жидких включений. Теоретической основой расчетов являлись методические работы В. Наумова, В. Балицкого, Л. Хетчикова и С. Малинина [18, 19]. А. Грановский установил, что температуры гомогенизации (t_g) включений дорудной кварц-пиритовой стадии равны 360—270°C, свинцово-цинковой 340—160°C и пострудных жил 180—60°C. Палеогеотермический градиент для первой стадии составил 12—24°C на 100 м глубины, а свинцово-цинковой — около 12°C с колебаниями от 5—7 до 20—40°C; в расчетах же им принят градиент 6—7°C. За минимальную температуру гидротерм, отлагавших руды у поверхности Земли, принята температура в 100—80°C, а максимальная на глубинах 360°C. Произведя несложные расчеты, он пришел к выводу, что все месторождения этого района имеют вертикальный размах распространения 4,1 км. В зависимости от того, какая t_g установлена на самых верхних горизонтах, определялась и глубина эрозии этих месторождений.

Если провести такие же расчеты глубин по палеобарическому градиенту, имеющему для всех стадий минерализации 1—2 МПа на 100 м глубины, то получим следующие результаты: принимая расчетные данные давлений во включениях для кварц-пиритовой стадии 68—54 МПа, а полиметаллической 40—29 МПа и беря палеобарический градиент в 1 МПа, соответственно получим расстояния до палеоповерхности для первой стадии от 6,8 до 5,4 км и для второй — от 4,0 до 2,9 км.

При втором варианте (по градиенту в 2 МПа) эти цифры глубин будут в два раза меньше. Они не только значительно отличаются от результатов расчетов по палеотермическому градиенту (на 2,4—2,5 км), но и ставят новый вопрос о том, чем же объяснить разницу в 2,5 км между глубинами формирования двух стадий, близких по времени образования и встречающихся на рудниках нередко вместе? Отражает ли это пределы точности метода или надо допустить очень глубокий (2,5 км), невиданно быстрый размыв района в практически не ощущимый отрезок времени между концом формирования одной стадии и началом образования следующей? Совершенно необъяснимы отмечаемые А. Грановским изменения давлений на ряде объектов на коротких (60 м) интервалах на 5—12 МПа. В единой гидротермальной колонне циркулирующих растворов, на разных ее гипсометрических высотах, разность давлений будет определяться высотой столба жидкости и ее плотностью, силой тяжести (g), а также частью литостатической нагрузки,

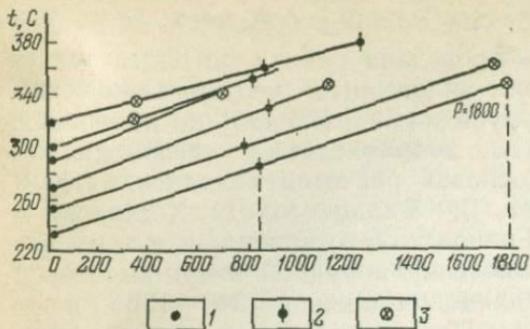


Рис. 3. Соотношение температур и давлений гомогенизации (1), декриптизации (2) и контролируемых опытом (3) $P - t$ условий искусственного выращивания кварца [18]

Все эти противоречия заставляют искать причины этих изъянов в методике определения $P - t$ условий образования минералов.

Методика термобарических исследований, разработанная в двух дополняющих друг друга работах [18, 19], применяется и по настоящее время. Начало же им положил в 1921 г. Р. Наккен, основываясь на определении плотностей сингенетичных минералу самостоятельных, раздельных включений воды и CO_2 , якобы образованных из гомогенных гидротермальных растворов. Исходя из гомогенности системы и считая, что оба самостоятельных ее компонента во включениях отвечали равновесной газово-жидкой системе в момент ее гетерогенизации, был произведен расчет температур и давлений на $P - t$ диаграмме $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ [19]. Как отмечают эти исследователи, примеры с чисто водными и чисто углекислыми включениями очень редки и свойственны умеренным температурам и давлениям. Повышение давления ведет к увеличению растворимости CO_2 . Температурная зависимость растворимости CO_2 проходит через минимум при $t = 150 - 200^\circ\text{C}$, а при более высоких температурах растворимость растет. Все это ведет к большим ошибкам в расчетах, что и побудило В. Наумова и других исследователей искать иные пути решения.

В. Наумов, В. Балицкий, Л. Хетчиков [18], выращивая в водно-солевом (3—7%) растворе кристаллы кварца в интервале температур $317 - 347^\circ\text{C}$ и давлений от 19 до 180 МПа, поставили перед собой задачу установить зависимость между $P - t$ условиями гомогенизации газово-жидких включений, образующихся в этих контролируемых опытах, и $P - t$ условиями их массовой декриптизации (данные по которой приведены лишь для половины опытов). На рис. 3 показан принцип решения этой задачи. Так, например, зная температуру (347°C) и

передаваемой породами этой жидкости. С ростом глубины это давление, отклоняясь от гидростатического, асимптотически приближается к литостатическому. Поэтому, ввиду самой сущности гидродинамической системы, не могли быть сколько нибудь продолжительными эти перепады давлений (возникнув по какой-либо катастрофической причине), т. е. они не могли быть стационарными при образовании руд.

давление (180 МПа) одного из опытов выращивания кварца, на $P - t$ диаграмму наносят эту точку. Второй точкой является температура гомогенизации газово-жидких включений (235°C), при низком, точно не указанном давлении. Эти две точки соединяют прямой линией (изохорой) и по ней, зная температуру начала массовой декриптизации включений ($t_d = 286^{\circ}\text{C}$), на оси абсцисс находят соответствующее ей давление $P_d = 83 \text{ МПа}$. По серии таких определений среднее $P_d = 85 \pm 7 \text{ МПа}$. В более поздней работе [19] они дают $P_d = 80 \pm 3 \text{ МПа}$ и отмечают, что с ростом давлений поправки на температуру гомогенизации возрастают и что температура декриптизации (и соответственно P_d) зависит от размера включений, и при одинаковых расстояниях до края зерна крупное включение взорвется при меньшей t_d , чем мелкое.

По рекомендованной ими формуле расчета давления на разрыв цилиндра автоклава можно рассчитать и разрыв включения

$$P_{\text{разр}} = \sigma \ln (m/r)^2, \quad (1)$$

где σ — предел прочности материала на разрыв; m — внешний радиус цилиндра; r — внутренний его радиус.

Применительно к включению r будет соответствовать радиусу включения, а m — расстоянию от центра включения до ближайшего края зерна.

Попытаемся разобраться в сущности этой методики, призывая (на время) все постулаты, принимаемые при изучении газово-жидких включений и трактовке их результатов (т. е. соответствие состава включений составу раствора или расплава, из которого рос кристалл, отсутствие потерь вещества или поступления нового при диффузии или иным путем, а также то, что температура и давление при их гомогенизации отражают условия минерало- и породообразования).

Характер диаграммы (см. рис. 3) изображает состояние чистой воды, приближенно отражающей слабо подщелоченную систему (3—7 вес. % содового раствора в пересчете на NaCl), в которой шло искусственное выращивание кристаллов кварца, при заданных опытом температурах и давлениях. Каждому такому опыту свойственны свои t и P , а включениям — свои температуры (t_r) и давления (P_r) гомогенизации. Последние расположены в области низких, точно не указанных давлений. Прямые линии, соединяющие обе эти точки, являются изохорами (линиями равных объемов, так как изменением объемов включений можно пренебречь). Учитывая удельные объемы растворов, в которых выращивался кварц, и беря из «Справочника химика» табличные константы давлений, которые должны быть при указанных температурах гомогенизации включений, находим, что для наиболее низких $t = 317^{\circ}\text{C}$ и $P = 19 \text{ МПа}$ и температуре гомогенизации $t_r = 307^{\circ}\text{C}$ давление во вклю-

чении будет равно 9,66 МПа, а для наиболее высоких параметров выращивания $t=347^{\circ}\text{C}$, $P=180$ МПа и температуре гомогенизации 235°C $P_{\text{г}}=3,11$ МПа. Все остальные опыты с промежуточными значениями t , P и $t_{\text{г}}$ будут иметь и промежуточные значения давлений при гомогенизации включений. Из-за сжатости шкалы на рис. 4 эти давления трудно усмотреть.

Таким образом, на этой диаграмме (см. рис. 3) видно, что температуры и давления, при которых в условиях водной гомогенной среды выращивался кварц, не совпадают с температурами и давлениями гомогенизации их включений, что ведет к отрицанию одного из постулатов. Ближе всего они для опыта, где $t=317^{\circ}\text{C}$, а $P=19$ МПа. Здесь давления $P_{\text{г}}$ и P различаются вдвое, а температуры всего на 10° (т. е. 3%), в то время как в другом крайнем случае (где $P=180$ МПа, а $t=347^{\circ}\text{C}$) эти различия в давлениях составляют полтора порядка, а температуры разнятся на 111° (т. е. на $1/3$). Мы полагаем, что можно подобрать опыт, в котором $P-t$ условия выращивания кварца будут совпадать с таковыми при гомогенизации включений, т. е. в условиях, когда система находится на грани расщепления на жидкую и газовую фазы. К такому заключению нас ведут фактические данные, говорящие о том, что и в собственно паровой (газовой) гомогенной фазе также происходит растворение кремнезёма и его перенос в виде кремнекислоты (H_2SiO_3); растворение начинается с давления 8 МПа, достигая при 10 МПа 1%, а при 18,5 МПа — 7% и выше (Ф. Белан, «Водоподготовка», 1958 г.). В других работах разбираются различные условия и формы переноса кремнезема преимущественно в виде $\text{Si}(\text{OH})_4$ прежде других соединений. В частности, система $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ анализируется в работах Дж. Кеннеди и др., а миграция кремнезема фиксируется геологическими исследованиями и эндо- и экзогенных процессов. Иначе говоря, эти условия настолько широки и многообразны, что утверждения об образовании кварца в строго определенных условиях — только на грани раз渲ла гомогенной системы, условиях также реальных, но не единственных, вряд ли справедливы. Как отмечают С. Такеноучи и Дж. Кеннеди [36], в природных условиях при температурах ниже 265°C в системе, состоящей из H_2O и CO_2 , полное смещение невозможно. Если при этом присутствует NaCl , то он значительно больше расширяет область температур и давлений, при которых сосуществуют газовая и жидкая фазы, а также резко отодвигает начало критических явлений в область высоких температур и давлений. Наличием хлоридов Na , Ca и углекислого газа не ограничивается содержимое гидротермальных растворов, о чем свидетельствуют приведенные данные Л. Носик и др., но эти компоненты наиболее распространены. Велика роль и летучих компонентов, что также видно из приведенных работ. Это касается образования не только кварца, но и многих других минералов.

Остановимся теперь на точке, характеризующей температуру и давление при декриптизации включений, (t_d , P_d), для использования ее в качестве реперной при определении $P-t$ условий минералообразования.

В настоящее время установлено согласие в том, что давление ($P_{разр}$), необходимое для разрыва стенок включения, зависит от прочности материала на разрыв, размеров включений и самих зерен, в которых они расположены. Сущность этой зависимости отражает приведенная выше формула (1), из которой следует, что если отношение $(m/r)^2$ будет стремиться к единице, то логарифм этого отношения будет стремиться к нулю и, следовательно, величина $P_{разр}$ будет приближаться к нулю. Поскольку зерна из одного и того же кристалла могут быть разного размера и формы, как и содержащиеся в них включения, находящиеся на разных расстояниях от их краев, то и разрыв включений будет происходить в широком диапазоне внутренних давлений $P_{разр} = P_d$, меняющихся почти от 0 до значительных величин.

Кроме сказанного, методика определения t_d грешит тем, что вместо монолитного кристалла, в котором размещены включения, исследуют размолотый, т. е. катаклизированный и брекчированный минерал, потерявший свои начальные физико-механические свойства. Чем более мелко он дроблен, тем больше в нем дислокаций и отличий от исходных свойств. Кроме того, за основу в ней берутся не максимумы t_d , а произвольные точки начала декриптизации.

Из всего сказанного следует, что P_d , не может быть основой для реперных точек (рис. 4), на которые опираются прямолинейные изохоры. Второй их опорой служит общая точка частичной гомогенизации систем, состоящих из разных количеств воды и CO_2 (от 5 до 80—85%), что противоречит результатам изучения системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ С. Такеноути и Дж. Кеннеди [36]; помимо этого прямолинейные изохоры свойственны только чистой воде, а не этой бинарной системе. Таким образом, положение изохор на рис. 4, их вид, некорректен, как и положение на них точек гомогенизации. То, что точки гомогенизации не обязательно определяют истинные $P-t$ условия образования кристаллов, относится и к этой диаграмме. Высказанные сомнения и возражения подтверждают и температуры гомогенизации: около 190°C при $P=110$ МПа и 240°C при $P=100$ МПа, которые, как было установлено С. Такеноути и Дж. Кеннеди, не могут быть гомогенными системами, так как эти температуры ниже 265°C.

В рассмотренных методах определения $P-t$ условий образования минералов и пород часто нарушаются основные положения термодинамики.

1. Закрытость системы — реагенты и продукты реакций не должны ее покидать.

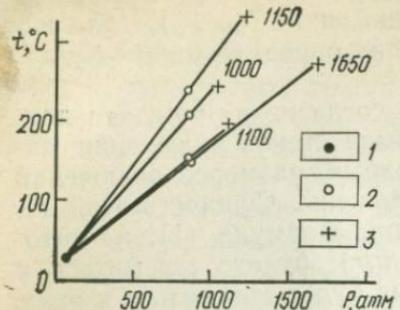


Рис. 4. График определения давления в момент полной гомогенизации газово-жидких включений [19].

1 — частичная гомогенизация включений; 2 — начало декриптизации включений; 3 — полная гомогенизация включений

состояний системы, т. е. термодинамика рассчитывает момент равновесия при $\Delta F = 0$.

$$\Delta F = \Delta H - T \Delta S, \quad (2)$$

где ΔF — свободная энергия системы; ΔH — энталпия, т. е. количество тепла, которое выделяется или поглощается системой; T — абсолютная температура; ΔS — изменение энтропии, т. е. степени хаотичности, беспорядочности процесса.

Энталпия и энтропия и их зависимости от P и t определяются опытным путем, и этот накапливающийся табличный материал используется для расчетов. Пока такие данные имеются только для относительно простых соединений и соответственно могут быть использованы при расчетах также простых (некоторых мономинеральных и близких к ним) пород.

Из формулы (2) и сказанного выше следует, что при ΔF меньше 0 процесс вероятен. Это будет иметь место при росте температуры, когда $T \Delta S$ растет. При положительной величине ΔF процесс мало вероятен. $\Delta F = 0$ означает равновесие; сдвиг его в ту или другую сторону изменяет и направление процесса.

Закон В. Освальда определяет выбор варианта и направление, по которому пойдет процесс, и утверждает, что «... при переходе из какого-либо состояния в более устойчивое выбор останавливается не на более устойчивом в данных обстоятельствах, а на более близлежащем, т. е. на том, которое может быть достигнуто с наименьшей затратой свободной энергии». Если, например, энергия упорядочения решетки или высвобождения минералов от примесей превышает выигрыш энергии от

2. Необходимость знания исходных реагирующих веществ и термодинамических характеристик (энтропии и энталпии) и их зависимости от температуры и давления, особенно для газов.

3. Статистический характер реакций, где может быть подсчитана вероятность процесса (взаимодействие единичных молекул или других частиц ею не может быть учтено).

4. Известность реакций, по которым идет процесс. Если рассчитывается предполагаемый процесс, то необходим выбор гипотезы, по которой он будет идти (расплав, раствор, флюид, газ, разные их смеси).

5. Термодинамические расчеты касаются только равновесных

упорядочения структуры, решетка остается в метастабильном состоянии.

Из всего сказанного видно, что для решения сложных геологических проблем, где процессы либо не закрыты целиком и продукты реакции покидают систему, либо закрыты частично (временами), а участвующие соединения сложны и многочисленны, возможности термодинамики оказываются мало- или неэффективными. Из приведенного выше пункта 4 видно, что решать генетические вопросы она не может, так как сама исходит из гипотезы состояния вещества (расплав, раствор, газ и т. д.), набора реагирующих веществ и ожидаемого характера реакций между ними, имея лишь конечный продукт этих реакций в виде геологических образований; путь, каким шла природа, создавая его, т. е. генезис, так и остается областью предположений.

Кроме того, термодинамика не может решить или учесть: 1) механизм реакций; 2) кинематику процесса; 3) время протекания процесса, его продолжительность, соответственно скорость достижения равновесия; 4) роль катализаторов. Все это еще раз подтверждает сказанное о неправомочности претензий некоторых геологов, петрологов, геохимиков и экспериментаторов решать генетические вопросы в геологии только на базе термодинамических расчетов и частных экспериментов (природа могла им и не следовать, и, как говорил Хеттон «Природу нельзя изучать, глядя в тигель».). Задача эта комплексная и базой ее должны быть геологические данные, тщательный их анализ и, исходя из них уже, постановка экспериментальных и расчетных работ, в первом приближении отражающих природу. Иначе данные таких расчетов $P-t$ условий могут привести лишь к неверным результатам.

Недавно А. Таланцевым [35] предложен доломит-кальцитовый геологический термобарометр, применяемый для изучения геохимических процессов в интервале температур 80—500°C и базирующийся на принципе фазового соответствия. В его основе лежит определение зависимости предельного насыщения кальцита примесью $MgCO_3$ от температуры и железистости парагенетически сосуществующих кальцита и доломита как индикатора давлений (от 10 до 170 МПа). Определение температуры и давления ведется путем исследования составов и равновесности сосуществующих карбонатов на микроанализаторе, причем используются два характеристических параметра — «приведенная магнезиальность» кальцита Mg'_K , являющаяся функцией температуры и слабо зависящая от давления, и отношения железистостей минералов — K_{Fe} , зависящих главным образом от давления. Погрешность метода близка к ± 10 от %. Точность определения давления возрастает для низких давлений за счет расхождения изобар на диаграмме и падает в области высоких давлений, где изобары скучены. Как показал

А. Таланцев, этот метод может быть использован для определения глубин формирования эндогенных месторождений и метаморфических преобразований пород, в которых имеются существующие кальцит и доломит. Последнее условие не всегда осуществляется, что будет сдерживающим моментом его широкого применения, как и необходимость иметь микроанализатор (что преодолеть можно). А. Таланцев отмечает перспективность разработки подобных же геотермобарометров по другим распространенным парагенезисам гидротермальных месторождений, например мусковит-альбитовому, сидерит-анкеритовому, кассiterит-вольфрамитовому, пирит-халькопиритовому и целому ряду других.

А. Таланцев [35], применив этот метод для определения $P-t$ условий по существующим карбонатам из зон окологильных метасоматитов сульфидно-кварцевых месторождений Урала, получил близкие (но несколько выше) температуры минерализации ($440-430^{\circ}\text{C}$) для более глубинных месторождений — Крылатовского (150 МПа) и Березовского (130 МПа) и несколько ниже ($400-415^{\circ}\text{C}$) для штока № 1 (70 МПа) и Кумакского (60 МПа), т. е. менее глубинных месторождений. Поскольку карбонаты окологильных метасоматитов образовывались внутри изменяемых пород, то они испытывали литостатическую нагрузку пород, по которой рассчитаны глубины их образования. Для гидротермальных жильных образований, очевидно, следует вести расчеты по гидростатической нагрузке с учетом ее роста с глубиной. Эта новая методика дала первые приемлемые цифры глубин образования метасоматитов и руд, но она требует «обкатки» и выяснения возможного иска-жающего влияния на ее результаты ряда причин: 1) тектонических усилий при складчатости и образовании разломов; 2) снятия нагрузки в связи с размывом вышележащих толщ; 3) «отжига» при внедрении магмы или, наоборот, нового метаморфизма пород, и т. д. Разрешение этих вопросов в основном упирается в выяснение скорости реакций вхождения или выделения определяемых примесей в карбонатах.

В целом мы считаем, что эта методика заслуживает широкого применения.

Было высказано много идей по определению глубины образования руд косвенными способами. Так, Т. Ловеринг для месторождения Гилмен (Центральное Колорадо) главной основой расчетов глубин распространения руд считал температуры образования минеральных ассоциаций и температуры распада пар минералов.

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. Ловерингу, все остальные минералы образовались при температурах не

ниже 300°C. Ввиду того что в гидротермально измененных боковых породах нет таких минералов, как волластонит, треполит, диопсид, температура которых, судя по экспериментальным данным, составляла около 600°C, Т. Ловеринг пришел к заключению, что температура образования месторождения была ниже 600°C, но выше 300°C для большей части рудных минералов. Это подтверждает и температура образования сфалерита (380—405°C) по наличию в нем твердого раствора пиротина.

Анализируя данные по температурам распада твердых растворов, полученных при экспериментальных исследованиях, он определил температуры образования следующих пар минералов: ранний сфалерит — халькопирит 350°C, тетраэдрит — борнит 275°C, халькопирит — пирротин 250°C, гессит 150°C.

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

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

По другому критерию глубинности — степени раздробленности доломитов — Т. Ловеринг, зная, что сопротивление доломитов дроблению равно 4000 кг/см², пришел к выводу, что такое давление будет на глубинах около 1400 м.

В качественном выражении этот же критерий степени раздробленности пород (и их скважности) позже выдвигали В. Козеренко и Д. Горжевский, предлагая измерять мощность жилок и более сложных образований, не учитывая при этом долю метасоматического замещения пород.

По поводу двух выдвинутых методов следует сказать следующее: 1) поскольку геотермический градиент меняется от 4 до 150 град/км, а автор не привел обоснования принятого градиента (35 град/км), доверять этим расчетам нет оснований; 2) прочностные свойства пород возрастают с глубиной и, как показали Р. Аффен и А. Жессоп, прочность пород к этим глубинам (см. табл. 4) возрастет в 1,5—2 раза. Кроме того, процесс дробления доломитов связан на месторождении Гилмен с тектоническими деформациями, а не с литостатической нагрузкой пород. Если бы это было так, как считает Т. Ловеринг, то в природе вместо нормальных пород были бы их брекчии, и в первую очередь не доломитов, обладающих очень высокой прочностью, а других, в 2,5—4 раза менее прочных пород, чего в действительности не наблюдается. Возрастала

бы и трещиноватость пород с глубиной, чего также нет, а идет обратный процесс закрытия трещин и сокращение пористости.

Декларативный характер носит ряд предложений Е. Садецкого-Кардоши, детально рассмотренных нами раньше [13], и здесь мы лишь суммируем основные положения этого разбора.

Разбирая предлагаемые Е. Садецким-Кардошом методы установления глубин, нетрудно видеть противоречивость занимаемых им позиций. С одной стороны, он разделяет взгляды С. Смирнова о необходимости выяснения геологического строения размытой части месторождения, что только и может дать надежные данные о глубине формирования руд в числовом их выражении. С другой стороны, им пропагандируются связь с конкретными интрузивами и определение места рудообразования относительно их кровли, т. е. внедряются идеи В. Эмmonsа.

Кроме того, Е. Садецкий-Кардош предлагает судить о глубине рудообразования по степени кристалличности магматических пород, отмечая при этом, что она будет зависеть не только от глубины застывания массивов, но и от других неизвестных величин — степени прогретости окружающих пород, вязкости магмы, гравитационного разделения минералов и их перемешивания и т. д. В таком общем виде, со множеством оговорок, это предложение не может быть реализовано. Такой же характер носит и рекомендация учитывать интенсивность изменения вмещающих пород, считая, что у близповерхностных интрузивов метаморфизм незначителен. Однако известно много примеров очень незначительного контактowego ореола у глубинных крупнокристаллических, но, видимо, «сухих», не водообильных массивов и мощных (500—900 м) ореолов метаморфизма у более близповерхностных массивов (кварцевых порфиров, гранит-порфиров и других), выделявших значительные запасы летучих компонентов, что не позволяет опираться на этот признак для установления глубинности сопутствующих руд. Что же касается минералов-термометров, то они не могут быть показателем глубины формирования, ибо отражают только температуру гидротермальных растворов. Часто наблюдаемое совместное нахождение и пересечение высокотемпературных руд низкотемпературными лишает этот критерий указанного назначения.

Заявляя, что степень ионизации обратно пропорциональна глубине образования месторождения и причисляя: а) к совершенно не ионизированным — самородные элементы; б) к слабо ионизированным — арсениды и антимониды (с малым значением связи); в) к относительно сильно ионизированным (с большим значением связи и наименьшим количеством серы) — моносульфиды (с двумя-тремя сульфидными соединениями),

а также окисленные — моноокси菲尔ные и сложные окси菲尔ные соединения (сульфаты, карбонаты и соединения, содержащие кристаллизационную воду), он не привел ни одного месторождения, в котором с увеличением глубин наблюдалась бы такая зональность. Забегая вперед, заметим, что характер размещения руд в Кураминской зоне и других рудных провинциях (см. рис. 27) не подтверждает объявленной закономерности, по которой сурьма, мышьяк, арсениды и антимониды, характерные для кобальт-никелевых руд, должны образоваться 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.

В этом утверждении заложена односторонняя и слишком упрощенная идея о формах существования рудных элементов в гидротермах, их переносе и отложении. Этим взглядам полностью противоречит поведение самородных элементов Ви, Au, Ag и др. (см. следующие разделы), которые, как медь и полиметаллы, занимают практически весь диапазон глубин образования руд. Существенно отличается поведение молибдена, вольфрама и олова против того, что должно быть по этой гипотезе, а также месторождений пятиэлементной ураноносной формации, для которых Е. Садецкий-Кардош указывает глубины образования в 3—4 км. Наши расчеты, сделанные геологическим методом по ряду зарубежных низкотемпературных урановых месторождений, в том числе и пятиэлементной формации, позволяют говорить лишь об интервале их образования от 0,5 до 2—2,2 км, что подтверждает весь современный опыт разведки и эксплуатации этих месторождений.

Вопросы зональности структур с глубиной еще не разработаны и пока нельзя объявить доказанной какую-либо последовательную смену одних типов другими, как нет таких же данных об усилении или ослаблении процессов метасоматоза с глубиной, что, кстати, нельзя рассматривать в отрыве от состава пород и реагирующих с ними растворов. Безусловно, важен учет смены парагенезисов руд с глубиной.

Таким образом, значительная часть выдвинутых положений как индикаторов глубинности таковыми не являются, остальные требуют проверки и цифровой градуировки на основе проверенной шкалы глубинности рудообразования.

Для значительного диапазона глубин градуированную шкалу изменений состава магногипситов удалось получить в 1955 г. Н. Павлову и И. Чупрыниной на железорудных

месторождениях Ангаро-Илимского района Тунгусской синеклизы. Они приурочены к поясу крупных глубинных разломов, окаймляющих Тунгусскую синеклизу с запада. Разломы возникли в период активизации Сибирской платформы, служили каналами излияний основной магмы при образовании пермотриасовых интрузивов основных и ультраосновных пород. Почти горизонтальное залегание платформенного чехла позволило Н. Павлову и И. Чупрыниной 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, 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, образовывая магнограниты.

Превосходно использовав геологический метод решения вопроса о глубинах формирования месторождений, Н. Павлов и И. Чупрынина проанализировали состав магнетитов, 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 магногранитов. В триасовых покровных базальтах (в их ассоциациях) наблюдался магнезиоферрит; в среднетемпературных рудах, сформированных на глубине 0,4 км от триасовой поверхности, образуются магнограниты, в которых на долю магнезиальной 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.

Определение глубин образования месторождений может быть сделано и на основе минералогической зональности.

Весьма интересный пример такого рода зональности руд с глубиной приведен Д. Горжевским. Придя к выводу, что полиметаллические месторождения Рудного Алтая имеют позднепалеозойский возраст и приурочены к различным стратиграфическим горизонтам эффузивно-осадочной толщи среднего палеозоя, Д. Горжевский построил изопахиты 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.

По существу, здесь мы имеем дело с тем же «стратиграфическим» методом определения глубин, в котором не учитываются 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, 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 частях — соотношение этих металлов меняется на обратное. В медно-молибденовых месторождениях в ряде случаев верхние горизонты обогащены свинцово-цинковой минерализацией, а нижние — молибденовой».

Примеры зональности окологильных изменений приведены в 1958 г. В. Рехарским, который на полисульфидном Акташском месторождении, залегающем в кварцевых порфирах, установил, что рудные жилы на нижних горизонтах сопровождаются серicitизацией и окварцеванием (серитита 35—65% и кварца 30—56%), а на верхних — альбитизацией и карбонатизацией («шахматный» альбит до 55% и карбонат до 18%). Установленная этим исследователем зональность в 1959 г. была подтверждена Н. Соколовым и В. Королевым, которые заметили еще одну важную особенность — зона альбитизации в нижних горизонтах месторождения распространяется значительно дальше от зальбандов жилы, увеличивая тем самым мощность и количество зон измененных боковых пород.

Такое строение ореола окорудных изменений пород, происходящих в однородной среде,— несомненно, важный признак для оценки глубинности процесса. Имея шкалу для измерений, выявленную геологическим методом, можно ориентировочно определять послерудную эрозию и оценивать возможные глубины распространения руд (при наличии прочих благоприятных параметров).

Используя нашу методику, В. Фролова построила карту эрозионных срезов для Аньской зоны (Сибирь) и получила аналогичные результаты распределения по вертикали тех же руд, что и в Кураминской зоне, подтвердив сходство термодинамических условий их образования. Новым в использовании этой карты явилось то, что зная глубины эрозии различных частей этой территории, можно подсчитать объем размытых пород в пределах бассейнов рек и с учетом вычисленных содержаний тех или иных рудных минералов, которые способны создавать россыпи, рассчитать ориентировочные общие их запасы и, тем самым, определить перспективы. Конечно, в таком сложном расчете, где учитывались бы различные поправочные коэффициенты (дисперсия содержаний, вынос за пределы бассейна при переизмельчении материала, частичное растворение и т. д.), трудно ожидать очень большой точности, но общий порядок цифр запасов и особенно соотношение сравниваемых цифр по соседним бассейнам будет достоверным. При разной глубине размыва в этих россыпях находят отражение и элементы первичной зональности руд, что сказывается в наборе химических элементов и соответственно минерологическом их выражении, включая морфологию кристаллов, пробность (если это будет касаться золота) и другие признаки, что придает дополнительную уверенность в правильности расчетов.

Т. Тагиров, В. Лоскутов и др. [4], анализируя методы, предлагаемые нами и Н. Синицыным, пришли к мнению, что в условиях Памира, где развиты молодые хрусталеносные жилы, лучше использовать метод Н. Синицына, поскольку здесь сохранились мезо-кайнозойские поверхности выравнивания, одновозрастные рудообразованию.

Хрусталеносные жильные поля Памира приурочены преимущественно к кварцито-песчаникам позднего протерозоя. Последние, наряду с различными сланцами, мраморами, мраморизованными известняками, гнейсами суммарной мощностью около 4 км и подчиненными ниже- и среднепалеозойскими образованиями сходного литологического состава образуют горст-антеклиниорий СВ простирации, усложненный складчатостью и более мелкими разрывами. Он пронизан многочисленными преимущественно кислыми интрузивами мел-палеогенового возраста, занимающими более 20% площади, и в меньшей мере пластообразными и неправильной формы интру-

зивами среднего и основного состава и их дайками. Разломы контролируют положение хрусталеносных жил, которые являются самыми молодыми постмагматическими образованиями альпийского тектоно-магматического цикла. Они встречаются во всех частях разреза, от протерозойских до палеогеновых образований включительно, и по радиологическим данным их абсолютный возраст (по серициту, сопутствующему здесь хрусталю) находится в пределах от 27 ± 2 до 32 ± 3 млн. лет при средних значениях разных лабораторий от 28,1 до 28,5 млн. лет, что соответствует олигоцен-раннемиоценовому возрасту. Упомянутый горст-антиклиниорий, располагающийся в северной части тектонической зоны Центрального Памира, свое выражение в рельфе получил в перми и, оформившись в виде выровненной поверхности, существовавшей в мезозое и раннем кайнозое, испытывал лишь денудационную доработку, создавая ярусность рельефа. Этот доорогенный рельеф выяснялся с помощью геоморфологического профилирования и установления возраста каждой такой ступени доступными геологическими методами.

Анализ рельефа показал, что самая верхняя поверхность выравнивания представляла собой слабо холмистую поверхность со сравнительно редкими участками мелкосопочника и плосковерхими островными возвышенностями — прародителями современных ляги-, семитысячников. В дальнейшем, за сравнительно короткое (3—10 млн. лет) олигоцен-раннемиоценовое время возник педиплен, в настоящее время деформированный с образованием складчато-глыбовых структур и с весьма разным гипсометрическим положением этой нарушенной поверхности. Отсутствие надежных методов корреляции («стратификации») реликтов доорогенного рельефа порождает вероятность ошибочности возрастной интерпретации конкретных поверхностей древнего рельефа Памира. При этом авторы отмечают возможность двух вариантов неправильных оценок. Либо ошибочное отнесение древней мезозойско-палеогеновой пенепленизированной поверхности к раннеорогенной, олигоцен-раннемиоценовой, либо, наоборот, последняя сформирована позже в виде педиплена. При блоковых перемещениях она была поднята на значительную высоту и могла быть расценена как реликт древней поверхности пенеплена. Даже при допущении таких ошибок величина их, как полагают эти авторы, не ведет далеко за пределы ± 100 м. Господствующей поверхностью является олигоцен-раннемиоценовая, соответствующая времени хрусталеобразования.

Построив разрезы вкрест простирания морфоструктурных элементов, с расчетом пересечь максимальное число хрусталеносных жильных полей, отметив на жилах интервалы появления максимального развития и исчезновения хрусталия, эти исследователи получили статистическое его распределение по

100-метровым интервалам глубин. Такой подсчет показал, что хрусталь встречается в относительно широком интервале глубин — от 200 до 1700 м от палеоповерхности, современной хрусталеобразованию, т. е. первичный вертикальный размах минерализации составил 1500 м. Однако 56% хрусталеносных участков жил находится в интервале глубин 600—1000 м, где сосредоточен 81% их запасов. Остальная более чем километровая часть вертикального размаха хрусталеобразования имеет резко пониженные содержания хрусталия — в 2—7 раз на интервале от 600 до 1000 м и в 7—20 раз в интервале 1000—1700 м глубины.

Из этих исследований вытекают прежде всего важные практические рекомендации для выделения ареала поисков жил, оценки перспектив найденных объектов и ожидаемых запасов при данном эрозионном срезе. В научном отношении здесь мы получаем параметры литостатических давлений, а при открытой системе трещин с относительно свободной циркуляцией растворов давлений, приближающихся к гидростатическим, т. е. имеем реальные пределы колебаний давлений, при которых создаются благоприятные условия для роста хрусталия и имитации их при искусственном выращивании. Кроме того, имея такую достоверную шкалу измерений, можно вести исследования самого различного профиля, и прежде всего изучение зональности околоврудных метасоматитов, руд и отдельных минералов, т. е. изменение элементов-примесей и морфологических вариаций кристаллов, а также выявлять другие типы руд, встречающиеся в ассоциации с этими рудами, которые, будучи встречены вместе или порознь в других районах, где нет возможности применить надежные методы определения глубин эрозионных срезов, помогут воспользоваться такими косвенными данными о глубинности.

Из приведенного примера также отчетливо видно, что положение жил и их глубинность не определяются структурными этажами и ярусами. Эти этажи сами имеют разное глубинное положение относительно олигоцен-раннемиоценовой поверхности, современной хрусталеобразованию, и никакого отношения к этой проблеме не имеют.

Тот же геологический подход эффективен и для определения глубин образования полезных ископаемых, непосредственно связанных с современным вулканизмом. Пока имеются лишь одиночные данные по этому вопросу. В частности, в [45] отмечается, что в пределах Австралии мернпорфировые руды развиты в сильно гидротермально измененных зонах, связанных со средними до кислых вулканитами и проявлены после их эруптивной деятельности, а глубины распространения этих руд от поверхности вулканов находятся в пределах 1—4 км. В зонах фумарольной активности могут содержаться Hg, Au, S, при этом участвуют ювенильные и

приповерхностные воды, производя переотложение Pb, Zn, Cu руд, примером чему, по мнению С. Бранка, являются кальдеры Сильвертон и образование стратиформных месторождений. При этом С. Бранк [45] придерживается гипотезы, по которой меднопорфировые и другие руды связаны с переотложением руд парами вулканов в купольную их часть и вокруг жерл (приводя в качестве примеров кайнозойские вулканы Соломоновых островов и другие).

В. Флеров и А. Холмогоров [38], определяя вертикальную зональность, интервалы глубин и эрозионные срезы оловорудных месторождений, отмечают, что там, где это возможно, использовалась наша методика определения, в других случаях — охарактеризованная выше методика Ф. Корытова и В. Богацкого. При этом они отмечают четкую пространственную приуроченность кассiterит-кварцевых месторождений к купольным частям гранитных интрузивов и отсутствие какой-либо пространственной связи с ними кассiterит-сульфидных и галенит-сфалеритовых руд при широком вертикальном интервале их развития, начиная с глубин 400—600 м. Интервал промышленного кассiterитового оруденения, по их данным, начинается с глубин 700—1000 м и несколько больше, имея диапазон распространения на глубину около 1 км. Карбонатно-кварцевые жилы с золотом, по их данным, формируются на глубинах 3,0—3,5 км и прослеживаются на глубину примерно еще на 1 км. Эти авторы отмечают, что применение статистического метода учета распространения месторождений по гипсометрическим уровням не показало такого же порядка размещения многоэтапной минерализации и зональности, какая наблюдается в горизонтальном срезе.

Применяя карту эрозионных срезов, составленную по предложенной нами методике, А. Кукин [10] установил, что в Чукотской складчатой области на глубинах более 3000 м исчезают почти все рудопроявления олова, меди, свинца, цинка и других металлов, которые были характерны выше этих глубин, что подтверждает общий характер размещения тех же металлов и в Кураминской зоне. Этот пример является новым подтверждением выявленной нами закономерности, придаваяй ей более региональный, общий характер.

Интересным во многих отношениях является пример решения вопроса о глубине и вертикальном размахе ртутной минерализации на Никитовском месторождении, где привлечены и исследования зональности руд [3]. Авторы придерживаются того мнения, что руды эти позднепалеозойские. Приведя приблизительные расчеты колонны пород, залегавших над рудными залежами и размытых со времени рудообразования, они пришли к заключению, что верхние части руд залегали от поверхности, синхронной рудообразованию, примерно на глубине 1000 м, а следовательно, сами руды формировались в

интервале глубин от 1000 до 3000 м. Здесь лишь следует учесть ограничивающую роль самой структуры — т. е. положение горизонтов песчаников в разрезе антиклинали, имеющей на Никитовке, как нам представляется, все признаки диапиризма. Их пространственное положение относительно палеоповерхности синхронной рудообразованию в этой и соседних антиклиналях могло быть различным и влияло на пространственное размещение и расчеты. Труднее было оценить (из-за недостатка данных) секущие трещинные — жильные структуры и глубину их выклинивания от поверхности времени рудообразования. Возможно, что руды были близки к этой поверхности. Во всяком случае, при некоторой дискуссионности общего верхнего предела образования промышленных руд нельзя не отметить, что в целом эти исследователи дали разнообразные и многочисленные доводы в доказательство того, что размах промышленной ртутной минерализации составляет около 2 км. По общей совокупности данных по другим территориям нам представляется, что они несколько «заглубляют» ее положение, опуская верхний, а с ним и нижний уровень ее развития на 500—700 м. В частности, на распространение ртути до глубины 2,5 км указывали В. Смирнов [33], В. Федорчук, А. Поярков, В. Невский и другие, на основе примерных и достаточно оптимистических расчетов по менее изученным в то время объектам Средней Азии. Тем не менее, приведенный пример Никитовского месторождения имеет большое научное и практическое значение.

Х. Юсупов [40] отмечает, что ртутно-сульфидное оруденение в Центральном Таджикистане локализуется в горизонтах межформационных брекчированных джаспероидов, залегающих на контакте карбонатных пород S_2 —D с несогласно перекрывающими их терригенными отложениями C_1 —PZ₃ (Кавнок и другие месторождения). С глубиной рудоносность джаспероидов падает, тогда как в рудных телах секущего типа содержание сульфида и ртути по вертикали более устойчиво и может даже возрастать с глубиной, и эти жилы, например на Чан-Даре, прослежены по вертикали на 1000 м. В пластовом типе, по Х. Юсупову, вертикальный размах оруденения не превышает первых сотен метров. Как и большинство исследователей, он справедливо считает оруденение позднепалеозойским и на основании приведенных данных, кроме редких примеров жильных месторождений, считает его малоглубинным с незначительным вертикальным размахом руд. Расчеты глубин Х. Юсупов делает по предложенной нами методике и, в частности, считает, что на очень небольшом, но характерном в структурном отношении месторождении Кавнок мощность вышележащих верхнепалеозойских сланцев над рудами достигала 550 м и $\frac{1}{3}$ их часть была эродирована после времени минерализации. Соответственно глубина формирования руд

составляла около 350 м. Более глубокое залегание рудоносных джаспероидов в других случаях он объясняет послерудной (альпийской) тектоникой, когда по сбросам имели место смещения в 300—500 м и более. Что касается скромных перспектив месторождения Кавнок, то его не следует распространять на всю группу так называемых месторождений пластового типа, ибо такие структуры, в которых по приводимым данным есть все черты диапиризма, должны оцениваться более оптимистично.

Из многочисленных публикаций в отечественной и мировой литературе известно, что с глубиной растет пробность золота. Для большинства минералогически хорошо изученных объектов глубины их формирования определялись весьма условно, и они разделялись на три группы: малоглубинные (близповерхностные), среднеглубинные и глубинные.

Как отмечают Н. Петровская, Л. Николаева [21] и другие, для глубинных месторождений характерны: высокая пробность 900—950, реже 800—850, элементы-примеси, кроме обычных Fe, Pb, Cu, в ряде районов Pt, Ni, Ti, Cr. Строение золотин обычно незональное, с широкими двойниками, структура зернистая при слабой мозаичности. В среднеглубинных — пробность не постоянная, чаще 800—880, элементы-примеси Fe, Cu, Pb, Zn, Sb, Se, Tl и в отдельных районах Bi, W, Sn, Mo, Hg. Форма выделений разнообразна, структура разнозернистая, неяснозональная. В малоглубинных месторождениях золото низкопробное, формы выделений весьма различны, размеры золотин разнообразны, строение агрегатов зональное, сложнодвойниковое. Типичными элементами-примесями являются Hg, Sb, Tl, Se, Mn, но присутствуют также Pb, Zn, Bi. Для всех этих групп глубинности в целом крупность золотин и двойникование не являются устойчивыми информативными признаками и в общем не зависят от глубины.

Из всей этой закономерной картины изменения золота с глубиной исключением являются близповерхностные месторождения золото-теллурового типа, обладающие высокопробным золотом, что было замечено В. Щербиной, затем Н. Петровской и другими [21].

В зоне окисления эндогенных руд пробность золота увеличивается и появляются характерные губчатые, моховидные, землистые, порошковидные скопления и налеты, пленки, срастания с гидрогётитом, а также эмульсионные, петельчатые, нитевидные структуры срастания.

Из многочисленных данных В. Щербиной, Н. Петровской и др. [21, 27, 28 и др.] видно, что золото имеет широкий диапазон пробности в пределах горизонта месторождения и даже в пределах одной золотины, что усложняет описанную выше зависимость, однако все они отмечают, что преобладающей в

количественном выражении будет пробность, характерная для данного горизонта или объекта, обнажающегося на поверхности. Реже или очень редко будут в них золотины или их части, различающиеся более низкой или высокой пробностью. Причиной этого, кроме глубинности, может быть несколько различная температура растворов и их pH, меняющаяся в процессе рудоотложения данной ассоциации минералов, на что в частности указывает Л. Николаева [23]. Учитывая эти данные и нанеся положение каждого из объектов на карту эрозионных срезов, мы получили картину изменений пробности для статистически значимого (более 30) числа хорошо изученных объектов, расположившихся в пределах глубин от 0,9—1,0 до 3,0—3,2 км (рис. 5). Вниз и вверх от указанного интервала глубин эти кривые нами интерполированы с учетом тенденции изменения. Анализ этого рисунка показывает следующие характерные особенности изменения пробности.

1. Общая изменчивость пробности золота в пределах каждого уровня глубинности имеет асимметричный характер. Наиболее низкопробное золото встречается крайне редко. К полосе варьирующих значений пробности примыкает полоса более высокопробного золота, к которой приурочено максимальное развитие зерен золота. За ней следует полоса с более высокой пробностью, которая характеризует достаточно часто встречающиеся золотины, а за ней полоса еще более высокопробного золота, но уже очень редко встречающихся частиц.

2. Изменчивость пробности с глубиной выражается изменчивостью минеральных разностей золота и их количественных соотношений. В самых верхних эрозионных срезах (или глубинах развития минерализации) от 0,6 до 0,8—1,0 км преобладает кюстелит; выше 0,6 км минерализация затухает и характеризуется наибольшим развитием кюстелита и в меньшей мере очень низкопробного электрума. С глубины 1,7—2,0 км роль кюстелита снижается до нуля и, наоборот, постепенно возрастают значение электрума и его пробность (от 500 до 650) в общей массе золотой минерализации. С глубины 1,0—1,5 км уже начинают появляться первые очень редкие золотины с низкопробным золотом (от 750 до 820), а к глубине 2 км они становятся достаточно частыми. Ниже 2,0 км наклон кривых на рис. 5 несколько возрастает, но и здесь они позволяют ощутить по пробности золота даже сравнительно небольшие изменения глубинности. К глубинам 4 км практически исчезает электrum. Он здесь встречается крайне редко, имея самую высокую пробность (660—700).

3. Максимальный разброс значений пробности приходится на средние глубины от 2,0 до 3,0 км; вверх и вниз эта дисперсия уменьшается.

Из рис. 5 видно, что пробность золота, с учетом общих количественных соотношений золотин разной пробности (пре-

обладающих, сравнительно частых и очень редких), в месторождениях мало-сульфидной формации может служить достаточно чутким показателем для определения глубинности образования руд месторождения или его части и глубины эрозионного среза этого участка, т. е. в целом это может быть использовано для оценки перспектив поисков золотых и других эндогенных типов руд изучаемой провинции. С учетом того, что золото широко развитый, практически сквозной минерал провинций разного металлогенического профиля, значение этого показателя еще больше возрастает. Он может выступать как примерная шкала измерений для оценки глубины эрозии в медных, медно-молибденовых, арсенопиритовых, антимонитовых, полиметаллических и других типах эндогенных месторождений и сопоставлений этих провинций, особенно тех, где нет возможности построить карту эрозионных срезов и приходится ориентироваться на косвенные данные. Поэтому весьма актуальной задачей является такая же «градуировка» шкалы изменений probability золота в сульфидных типах руд.

Известно, что золоторудные месторождения достаточно разнообразны, как и источники их руд, поэтому нельзя закономерности одного типа переносить на другие, в том числе вертикальный размах и глубинные уровни, в пределах которых формируется каждый тип. В частности, золоторудные месторождения, тесно связанные с вулканизмом и вулканическими структурами, иногда начинают формироваться на 50—100 м от верха вулканических построек в своеобразной гидродинамической обстановке. Для плутоногенной малосульфидной золоторудной формации, где режим подземных вод ограничивал их выход на дневную поверхность, глубина их формирования (0,4—0,5 км) определялась зеркалом этих вод с субгоризонтальным потоком. Нижний уровень развития золоторудных месторождений нами оценивается в 5 км, но из-за отсутствия разведочных работ на объектах, эрозионный срез которых близок к 5 км, можно предполагать несколько большую их протяженность на глубину. Соблазнительным примером для таких предположений является малосульфидное месторождение Ко-

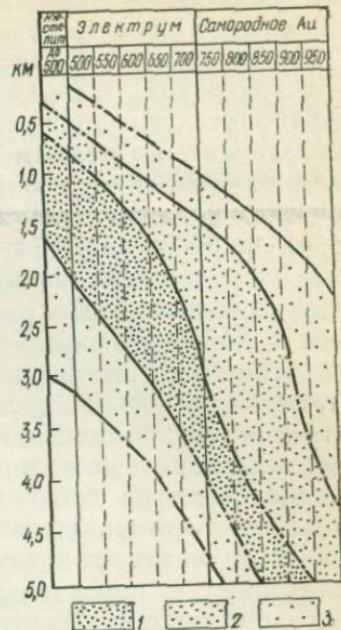


Рис. 5. Изменение probability золота с глубиной образования.

1 — резко преобладающие, 2 — распространенные, 3 — редкие разновидности золота данной probability (сплошные линии — установленные границы этих разновидностей; пунктир с точкой — предполагаемые границы по интерполяции)

лар (Индия), обладающее самой большой глубиной отработки непрерывно прослежившейся жилы Чемпион (3200 м).

По данным Ю. Сафонова и др. [44], месторождение залегает в архейских (3,2—2,8 млрд. лет) зеленокаменноизмененных амфиболитах, превращенных в сильно рассланцованные породы, образующие, по разным представлениям, моноклиналь, синклиналь или опрокинутую антиклиналь, зажатую среди кристаллических сланцев и гнейсов. В полосе этих зеленосланцевых пород шириной около 4 км и длиной 80 км (по другим — 200 км) расположены все наиболее значительные золоторудные месторождения этого района. Несмотря на эксплуатацию Колара с XVII в., изучено оно еще слабо. В жиле Чемпион, мощность которой достигала 20 м, кроме кварца и альбита, при сутствуют сульфиды: галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, алтант и преобладающий среди них пирротин. Общее количество их визуально не превышает 1% на нижних горизонтах, однако выше их было существенно больше. Синевато-серый, сильно деформированный и четко ориентированный кварц, похожий на кварцит, в самых низах жилы полностью перекристаллизован в прозрачный крупнозернистый агрегат, потерявший ориентировку. Вместе с альбитом и появившимся здесь кашишпатом он имеет пегматоидный облик, характеризуя условия, сходные с гранитизацией. Так же меняется и состав слабо проявленных окологильных изменений — от скарновых, гранатдиопсидовых внизу к роговообманковым и кварц-биотитовым выше и еще выше к хлоритовым и серицитовым метасоматитам. Существенно меняются содержание и пробность золота с глубиной. В верхнем километре содержания достигали 33 г/т и сократились до 6—7 г/т в самом низу (3200 м). В верхних (точно не указанных) горизонтах отмечалась пробность 800, внизу она достигла 860. На соседнем месторождении Ориенталь на глубине 1200 м золотая минерализация представлена только электрумом.

Возраст руд, установленный разными методами, составляет 2,4 млрд. лет. Мощность колонны пород, размытой над месторождением, по расчетам около 5—6 км и, таким образом, глубины формирования нижних частей жилы Чемпион оцениваются в 7—8 км.

Приведенная характеристика этого уникального объекта, по резонному мнению Ю. Сафонова и др. [44], показывает, что в мире нет ему эквивалента и он является представителем нового типа, поэтому его параметры глубин и другие особенности не следует распространять на широко известные типы золоторудных месторождений.

Интересно поведение золота как акцессорного минерала, наряду с другими такими же минералами в молодых (P_2) интрузивах Кураминской зоны, в зависимости от типов пород, глуби-

ны их формирования и глубины от апикальной части массивов. Такие работы велись Р. Юсуповым и др. [39] и показали ту же тенденцию увеличения пробности акцессорного золота с глубиной эрозионного среза и наличие кюстелита и самородного серебра только в верхних частях субвулканических массивов. Вниз общее содержание акцессориев золота неизменно убывает, а количество минералов серебра остается стабильным, либо даже несколько возрастает. Именно с этим процессом связан рост Ag/Au отношения с глубиной эрозионного среза молодых (P_2) интрузивов 5v комплекса. Общая характерная черта этих интрузивов (5v) выражается в более высоких концентрациях акцессорных минералов — галенита, сфалерита, золота, халькопирита, молибденита, пирита, барита, ртути и других по сравнению с более древними варисцийскими интрузивами, что подчеркивает генетическую связь с этим молодым комплексом промышленной рудной минерализации Кураминской зоны. С ростом глубины эрозионного среза, а также вниз от апикальных частей массивов уменьшается содержание Pb , Zn , Cu , Bi , Sn , Mo , W и растет содержание магнетита (иногда до 50—100 г/т на 100 м глубины), титаномагнетита, арсенопирита и в некоторых массивах (Шайданском, Гудасском, Чаркасарском и др.) флюорита. Общая тенденция других акцессорных, набор которых определяется составом интрузивов, состоит в том, что в нижних их частях появляются муассанит, корунд, бадделеит, гранат, феррит (α -Fe), иоцит-когенит и встречаются иногда самородные Pb , Cu , Au , Zn , Ag , а в верхних частях более характерны ильменит, циркон, ортит, сфен (хотя они появляются спорадически). Апатит, а иногда и флюорит ведут себя хаотически, неоднородно. Отмечается, что к более молодым варисским интрузивным комплексам возрастают количество и разнообразие акцессорной минерализации.

Отсюда вытекает важный вывод о том, что ведя корреляцию массивов по акцессорным минералам, нельзя забывать о глубине эрозионного среза, ибо для каждого из них будет свое сообщество акцессориев и их количественное соотношение между собой, даже в однотипных породах того же относительного возраста.

Разработка такого подхода к изучению акцессорной минерализации позволяет в дальнейшем ожидать важные петро-геохимические выводы и даст возможность навести более надежные «мосты» в определении ее связей с образованием полезных ископаемых, а также создаст правильную основу для корреляции интрузивных комплексов и отдельных их типов, конечно, с обязательным учетом их геологического возраста.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КУРАМИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Наиболее удачным разделением Тянь-Шаня на Чаткальскую, Кураминскую и Фергано-Кокшаальскую зоны является схема В. А. Николаева (1944 г.), которой придерживаемся и мы. В ней хорошо увязаны особенности осадконакопления, магматизма и металлогении с геотектоническим развитием региона.

Кураминская зона относится к Южному Тянь-Шаню, включает хребет Каржантау, юго-западную часть Чаткальского хребта, Кураминский хребет и горы Моголтау. Произведенный нами анализ геологического строения и развития прилежащих территорий позволяет считать, что южная граница зоны с правого борта Ферганской долины (от р. Кассансай) переходит на левый ее борт и следует по хр. Ферганский Карагатау, предгорьям Туркестанского хребта, затем вдоль хр. Нурагата и далее скрывается под песками пустыни, уходя в сторону Султануиздага, а северная граница от хр. Каржантау идет к предгорьям хр. Карагатау и далее в северо-западном направлении к Аральскому морю. 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 является типичной эвгеосинклиналью, резко отличающейся от соседних миогеосинклиналей — 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 позднем палеозое эфузивной деятельности, проявление серии фаз складчатости, сопровождавшейся внедрением интрузивов, увеличение количества разломов от древних к молодым этапам развития при постепенном уменьшении роли складчатых деформаций.

Соседние миогеосинклинали 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 заметно меньше.

Эти зоны коренным образом отличаются как по своему геологическому развитию, так и по металлоносности. Эндо-

генные рудные месторождения, широко распространенные в Кураминской зоне, представлены редкими мелкими объектами в Чаткало-Нарынской и практически отсутствуют в Фергано-Кокшаальской зонах.

Этапы геологического развития. Историю Кураминской зоны можно разделить на ряд этапов (рис. 6 и табл. 2), каждый из которых начинается с осадконакопления и завершается созданием складчато-глыбовых горных сооружений и их плененизацией. Необходимо заметить, что поскольку эфузивная деятельность в палеозое была исключительно интенсивной и продолжительной и в этих отложениях руководящая фауна и флора, определяющая возраст, встречается крайне редко (намюр и ранняя пермь), то постепенно накапливался весьма ценный материал по абсолютному возрасту эфузивных свит и интрузивов (их цифры приведены в табл. 2). Последний наиболее полный анализ таких определений, включая собственные, дан Г. Таджибаевым [34] в виде сводной стратиграфической схемы, полностью совпадающей с нашей по числу свит, их последовательности, индексировке возраста и названиям, за исключением замены первичного названия сарысионской свиты, по Н. Васильковскому, на надакскую, которая у нас и в его таблице занимает то же место в разрезе.

Мы против замены названия сарысионской свиты на надакскую потому, что в месте ее выделения, в сае Надак, по

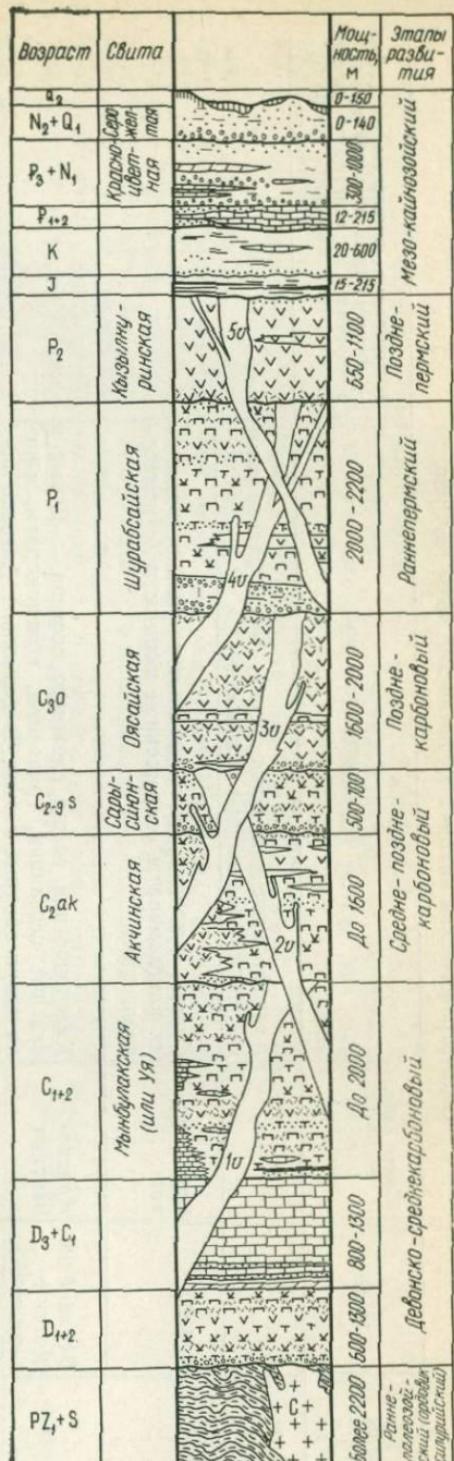


Рис. 6. Стратиграфическая колонка Кураминской зоны

Стратиграфическая колонка Кураминской зоны (см. рис. 6)

Таблица 2

Этапы развития	Индекс	Свита (абс. возраст, млн. лет по [34])	Вещественный состав	Интузивные комплексы (с указанием местных названий типов интузивов) и слагающие их породы
Мезокайнозойский	O ₂		Аллювиальные галечники, пески, лёссы, лёссовидные суглинки и ледниковые отложения	
	N ₂ +Q ₁	Серо-желтая	Супеси, суглинки, лёссовидные суглинки, в предгорьях конгломераты сокращенной мощности (молассы предгорий)	
	Верхний палеоген + нижний неоген	Красноцветная	Красноцветная толща сложного состава. Бурые и красные песчаники, гравелиты, конгломераты, иногда загипсованные глины. В верховьях Ангрена преобладают красно-бурые мергели и глины, переслаивающиеся с песчаниками, конгломератами и гравелитами	
	нижне-, средний палеоген		В высокогорной части: в основании — конгломераты с известковистым цементом, выше — белые известняки. В крупных долинах — чередование гравелитов, песков, песчаников, глин, известняков, доломитов, иногда мергелей	
	K		Красноцветные глины и песчаники с подчиненными прослоями мергелей и известняков и базальными конгломератами с Mn образованиями в ее основании	
	J ₁₋₂		Угленосная толща. Чередование глин, аргиллитов, песчаников и углей. Подстилаются песчаниками, менее алевролитами и глинами	

Позднепермский	P ₂	Кызылнуринская (272±8)	В верхней части — косослоистые маломощные песчаники и конгломераты (бассейн р. Аксак-ата). В средней наиболее мощной части, в основном красные, розовые кварцевые порфиры, иногда с прослоями туфов этих же пород, в районе р. Актера (Кураминский хребет) внутри нее пачка туфов, туфоконгломератов и песчаников (150 м). В основании свиты иногда маломощная (около 80—90 м) пачка туфов, туфолов и лавобрекчий кислого, реже среднего состава (бассейн р. Аксак-ата); изредка встречаются туфоконгломераты (оз. Кугала)	Малые интузии. Диабазовые порфириты. Фельзиты, альбитофирьи, сферолит-порфиры, микрогранофиры, кварцевые порфиры (дайки и штоки) 245—254±10 млн. лет. Гранодиориты, диориты, сиенит-диориты и сиениты Чорух-Дайрана. Габбросиениты и габбро-диориты бассейна р. Гава. Гранит-порфиры и граносиенит-порфиры музбельского типа, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры чилтенского и бабайтаурского типов. Кварцевые порфиры и гранит-порфиры кызылнуринского типа (265±8 млн. лет)
Раннепермский	P ₁	Шурабсайская (282±11)	В верхах разреза сложное чередование тонких пачек порфиритов, реже дакит-порфиров и пирокластов этих пород с прослоями песчаников, туфопесчаников, туфоконгломератов и конгломератов. В нижней части разреза (хр. Каржантау, бассейн р. Аксак-ата — Чаткальский хребет), над пачкой базальных конгломератов и туфопесчаников лежат две пачки порфиритов, разделенные пачкой обломочных эфузивно-осадочных пород. В районе оз. Кугала и р. Гава прослон осадочных пород немногочисленны и маломощны. В низовьях р. Гава кислые эфузивы 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 уроцище Майдантал и верховьях р. Аксак-ата. В ни-	Микрограниты и розовые гранит-порфиры, редко аплиты и пегматиты (дайки), адамеллиты и гранодиориты района урочища Майдантал. Сиенит-диориты р. Аксак-ата. Кызылторские гранодиориты и граниты. Аляскитовые граниты бассейнов рек Чаркассар и Гава. Куюндинские гранодиориты и граниты. Арашанские порфировидные граниты. Шайданские граниты. Гранодиориты бассейнов рек Карабау и Дукент (штоки)

Этапы развития	Индекс	Свита (абс. возраст, млн. лет по [34])	Вещественный состав	Интузивные комплексы (с указанием местных названий типов интузивов) и слагающие их породы
			зовьях рек Беляут, Шавас, Акча, Дукент (Чаткальский хребет) вторая пачка сложена дацитами. В базальной пачке многочисленная раннепермская, отчасти позднекарбоновая флора, реже — фауна	
Позднекарбоновый	C_3^0	Оясайская (292±12)	Преимущественно кислые эфузивы — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, сферолит-порфиры, фельзиты и их туфолавы, туфобрекции. Прослои туфопесчаников, песчаников и известняков крайне редки и маломощны. В Чаткальском хребте в средней части толщи встречен мощный (до 200 м) прослой порfirитов (бассейны рек Аксак-ата и Шавас). В основании свиты иногда встречаются песчаники, туфопесчаники и конгломераты с флорой позднего карбона	Серые плагиогранит-порфиры и диоритовые порфиры, розовые гранодиорит-порфиры, редко аплиты и пегматиты (дайки). Кызылсайские граниты и гранодиориты. Ашабинские граниты. Сиенит-диориты Хайданлыка. Кварцевые диориты и сиенит-диориты Бабай-Оба
	C_{2-3}^s	Сарысиюн-ская	Лагунно-континентальная свита. Чередование прослоев и пачек кислых эфузивов и осадочных пород с кремневыми желваками. Среди эфузивов преобладают пирокласты кислых пород; среди осадочных — песчаники, туфопесчаники и конгломераты. В основании свиты обычны конгломераты и песчаники с флорой среднего и позднего карбона	Кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые порфиры и розовые гранит-порфиры горы Мазарджон (правобережье р. Алатаньга). Гушсайские гранодиорит-порфиры
Средне-позднекарбоновый	C_2^{ak}	Акчинская (309±8)	Свита изменчивая по составу и мощности. В юго-западной части Кураминского хребта, Моголтау и	
			Каржантау 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 порфиры и их пирокласты. Дацитовые, андезит-дацитовые порфиры и их пирокласты более редки, особенно редки кислые породы. Прослон обломочных осадочных пород немногочисленны. Более распространены они в нижних течениях рек Акча, Карабау, Дукент. В основании толщи встречаются маломощные базальные конгломераты. В осадочных породах изредка наблюдаются растительные остатки плохой сохранности и фауна средне- и редко позднекарбонового облика	
Девонско-среднекарбоновый	C_{1-2}	Мынбулакская (уя) (312±9)	Свита сложного состава. В северо-восточной части хр. Каржантау в основном известняки с прослоями песчаников (джигирентская фауна свиты уя). В известняках — богатая фауна намюрского яруса карбона. В центральной части хребта преобладают туфогенные породы, а в верхней части разреза — порfirиты и дациты. В южной части хр. Каржантау и Чаткальском хребте — осадочные обломочные породы лишь в основании 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 с очень редкой морской фауной среднекарбонового облика	Гранодиорит-порфиры, сиенит-диоритовые порфиры, диоритовые порфиры и кварцевые диоритовые порфиры, лампрофиры, аплиты и пегматиты (дайки). Табошарские гранит-порфиры. Биотит-рого-вообманковые гранодиориты, порфириовидные гранодиориты и гранодиорит-порфиры кураминского (карамазарского) типа. Сиенит-диориты, диориты и монцониты Алмалыка. Диориты и габбро-диориты
	D_3+C_1		Белые и светло-серые известняки и доломиты, иногда с фауной визейского яруса раннего карбона; ниже гонкослоистые известняки с желваками и прослоями кремней. Местами (район Аурахмата) переходят в кремнистые сланцы; содержат фауну турнейского	

Продолжение табл. 2

Этапы развития	Индекс	Свита (абс. возраст, млн. лет по [34])	Вещественный состав	Инtrузивные комплексы (с указанием местных названий типов инtrузивов) и слагающие их породы
Девонско- среднекарбоновый	Мышбулак- ская (Уя) (312±9)		яруса раннего карбона. Ниже — тонко- и грубослоистые известняки белых и серых тонов с прослойками первичных доломитов и доломитизированных известняков (фауна раннего карбона и позднего девона). В низах толщи переслаивание известняков, кварцевых и аркозовых известковистых песчаников, изредка мергелей и мергелистых известняков. В Кураминском хребте и хребте Моголтау всей толще соответствуют светло-серые известняки с фауной раннего карбона — позднего и иногда среднего девона	
	D ₁₊₂		Буровато-сиреневые песчаники, туфопесчаники, сменяющиеся книзу дакитовыми и андезит-дакитовыми порфирами. Местами среди них прослои дакит-андезитовых и роговообманковых порфиритов, а также пирокластов 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 базальные конгломераты	
Раннепале- озойский (ордовик- силурий- ский)	PZ ₁ (O+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-слюдистые песчаники с турмалином и кордиеритом. В верхней части разреза местами кислые и средние эффузивы (до 500 м мощности)	Габбро-диориты, монцониты, аляскитовые граниты, гранитогнейсы и биотитовые граниты

нашим данным и наблюдениям других исследователей, она в разрезе занимает место шурабсайской свиты и содержит органические остатки Р₁. Вместо выделяемых нами пяти интрузивных комплексов Г. Таджибаев выделяет четыре, исключая второй, небольшой по ареалу распространения и весьма близкий по составу с первым, но установленный достоверно на основании соотношений со свитами, указанными в табл. 2. Поскольку приводимая им точность абсолютного К-Аг метода колеблется от ± 7 до ± 11 млн. лет и часто превышает возможности уверенно относить интрузивные массивы к этому или соседним с ним комплексам пород, то решающее и окончательное слово мы оставляем за полевыми геологическими наблюдениями по соотношениям интрузивов, прежде всего с эфузивными свитами, затем с интрузивными массивами и дайками, возраст которых по многочисленным наблюдениям не вызывает ни у кого сомнений. Формирование пяти интрузивных комплексов за неполные два геологических периода в отрезки времени, равные или меньшие, чем точность определения К-Аг методом, не позволяет от него требовать большего. Учитывая сказанное, мы не изменили числа интрузивных комплексов и перечня входящих в них интрузивов, именами которых названы разновидности слагающих их пород. Мы также не намерены уступать тиражии моды, не потому что автор вообще не признает существования кольцевых вулкано-тектонических структур (в частности таковой является Бабайтаг), а потому, что их наличие в том или ином месте только объявляется, а не доказывается фактическим материалом. Известно, что не каждая вулкано-тектоническая постройка центрального типа создает кальдеру проседания, в которой формируется замкнутый бассейн осадконакопления со своим набором пород, отличным от стратиграфического разреза соседних структур или бассейнов осадконакопления. В Кураминской же зоне, в противовес сказанному, во всех свитах имеется вполне сопоставимая, хорошо коррелируемая серия слагающих их пачек и горизонтов пород. В их разрезах наблюдаются лишь частные не принципиальные отличия, связанные с локальными изменениями лав небольших вулканов центрального типа. Наиболее хорошо корректируемой серией пачек пород характеризуются нижнепермские отложения (шурабсайская свита). Кроме того, сторонники значительного развития здесь кальдер проседания совершенно игнорируют роль очень широко развитых вулканов трещинного типа, приуроченных к северо-западным, северо-восточным, субширотным и меридиональным разломам, излияния которых и сопутствовали большому площадному распространению однотипных эфузивно-осадочных пород в довольно крупных бассейнах осадконакопления, в противоположность достаточно разнообразному весьма локальному разновременному, хаотическому и не коррели-

руемому набору вулканогенных образований, свойственных вулкано-тектоническим кальдерам, развивавшимся самостоятельно от соседних. Наличие слоистости, сортированности и окатанности обломков во многих горизонтах и пачках пород эфузивно-осадочных свит свидетельствует об их отложении в водной среде, распространявшейся на значительных пространствах этого региона. Фациальные различия разрезов ряда свит также относятся к достаточно крупным частям этих бассейнов и связаны постепенным изменением состава преобладающих лав в их разрезах.

Все это ведет к ликвидации принципов стратиграфии и игнорированию тектоники (выраженной прежде всего несогласиями), на базе которых только и может быть установлена история развития региона. В качестве примера можно привести объединение в липаритовую формацию верхнекарбоновых эфузивов оясайской и сарсионской свит. Такой подход не может быть базой для нового наступившего этапа картирования зоны в масштабах 1:25 000 и 1:10 000, где требуется детальное расчленение пород на пачки и горизонты (а не их объединение) для прослеживания в пространстве и выявления различных структур. Поскольку в недавних работах [31] заявлено о приверженности исследователей к схеме Н. Васильковского, основательность которой нами рассмотрена ранее, это позволяет нам по своему излагать историю развития Кураминской зоны.

Раннепалеозойский (ордовик - силурний) этап развития характеризуется накоплением мощных морских флишидных песчано-сланцевых отложений с преобладанием сланцев, которые в результате метаморфизма превращены в филлитовые сланцы с прослоями песчаников. В верхней части разреза (хр. Моголтау) местами развиты эфузивы 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 выделяет в нем Кассанское поднятие северо-восточного простирания, в ядре которого установлено уменьшение 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 окончания Кураминского хребта и гор Монголтау) диоритов, монцонитов и роговообманкового габбро. Созданное горное сооружение начало размыватьсь, и на его окраинах стали отлагаться нижнесреднедевонские базальные конгломераты. С этого времени произошло четкое расчленение единого прогиба на Кураминскую, Фергано-Кок-

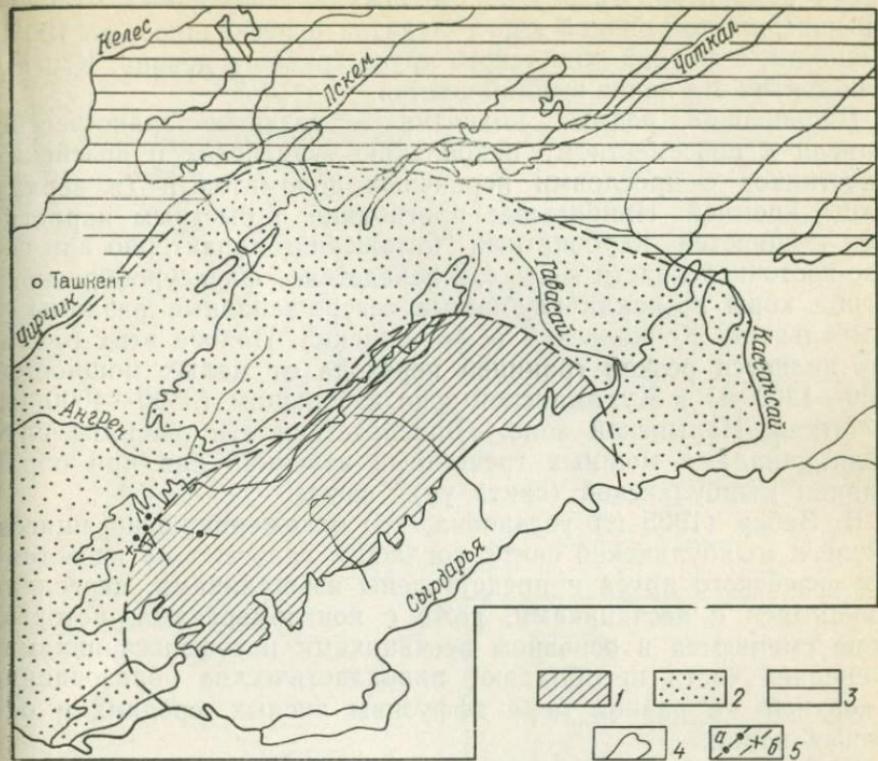


Рис. 7. Схема расположения основных структур во время накопления отложений нижнего и среднего девона.

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

шаальскую и Чаткало-Нарынскую зоны, развитие которых далее шло разным путем. Возникшие в Кураминской зоне линейные складки в общем повторяют дугообразную форму зоны.

Девонско-среднекарбоновый 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 подвижного шельфа. В остальной части поднятия существовала суши — поставщик обломочного материала. Эфузивные породы (так называемые «поддевонские эфузивы») характерны только для узкой северной полосы этих отложений, что позволяет нам говорить о наличии здесь во время образования этой толщи вулкани-

ческих 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 толщ) кремней. Наибольшее прогибание с быстрым нарастанием мощностей карбонатных отложений характерно для северо-восточной части зоны, где вследствие флексураобразного 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 уя)* свиты.

В. Вебер (1905 г.) установил, что отложения, относящиеся сейчас к мынбулакской свите, согласно залегают на известняках визейского яруса и представлены известняками, переслаивающимися с песчаниками, реже с конгломератами, которые выше сменяются в основном песчаниками и туфопесчаниками. В средней части 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, можно считать, что образование свиты относится к самым верхам нижнего и началу среднего карбона и продолжалось в среднем карбоне.

Особенности изменения мощностей пород (рис. 8)** показывают, 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 зонах вместо эффузивов шло накопление известняков, известковистых песчаников и в конце осадкообразования туфогенных песчаников (Чаткало-Нарынская зона);

* Впервые для всей Кураминской зоны схема стратиграфического расчленения эффузивных толщ верхнего палеозоя дана Н. П. Васильковским в 1952 г., выделившим 11 эффузивно осадочных свит. Наши и А. Б. Каждана данные показали, что существуют лишь шесть. В дальнейшем мы излагаем весь материал на основе нашей стратиграфической схемы Кураминской зоны. Мы против искажения названия свиты и замены ее на минбулакскую, ибо в урочище, где она была выделена (хр. Каржантау), наблюдается бесчисленное множество источников (булак — источник), а начало — слово мын — тысяча, отражает это множество, слово же мин — мой, моя, мое.

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

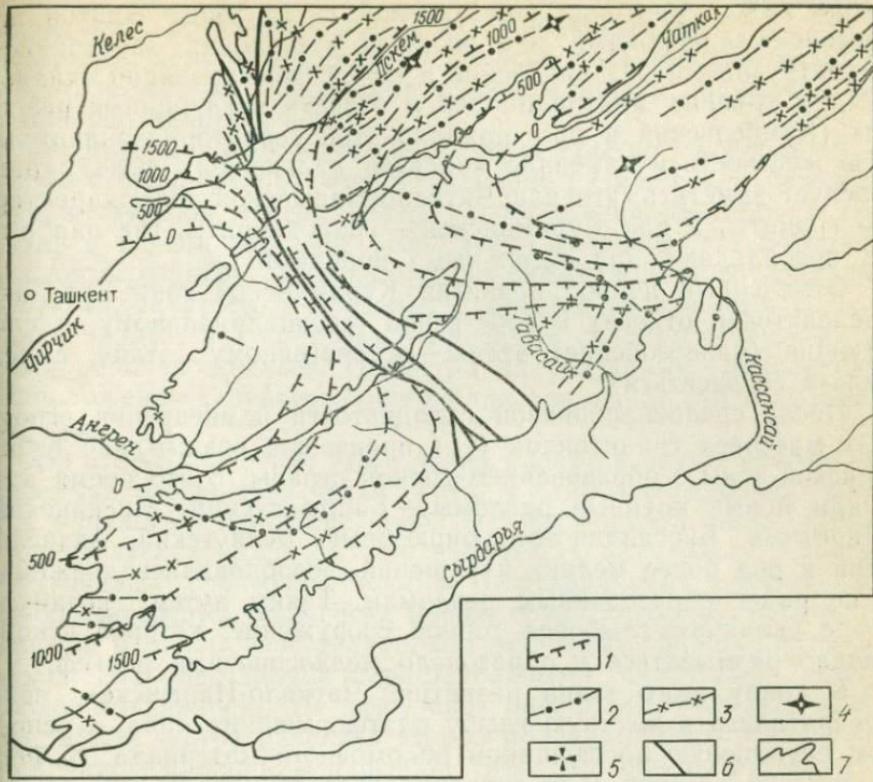


Рис. 8. Схема примерного расположения мощностей мынбулакской (уя) свиты и структур.

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

близкий тип осадков с некоторым преобладанием обломочных пород характерен и для Фергано-Кокшаальской зоны.

Этот этап развития завершился линейной геосинклинальной среднекарбоновой складчатостью (проявившейся и в Чаткало-Наринской 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 монцониты алмалыкского типа, а также габродиориты и габбро, возникшие в результате ассилиационных процессов у контактов гранодиоритов с известняками, прорывают все отложения, включая и эфузивы мынбулакской свиты. Отмеченные интрузивные породы 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.) придало 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, с чем нельзя согласиться.

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, Беляутский, Акчасайский и ряд более мелких нарушений, возобновились движения и по ранее образованным разломам. Таким путем возникло новое складчато-глыбовое 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 ранней перми: ни складчатости, ни интрузивной деятельности здесь не проявилось.

Средне - позднекарбоновый (до ясайский) этап развития, как и прежние, начался с накопления базальных конгломератов акчинской свиты весьма выдержанной 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 эфузивы и их пирокласты; прослои осадочных обломочных пород сравнительно редки.

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

Первая область охватывает северную оконечность гор Моголтау и южный склон Кураминского хребта (бассейн Карамазарская и район южнее Баштавакского разлома), в ней резко преобладают эфузивы кислого состава (кварцевые порфиры, фельзиты) и их пирокласты зеленовато-бурых и коричневых тонов.

Вторая область занимает юго-западную часть Чаткальского хребта (за исключением низовьев рек Карабау, Дукент 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 интрузивов и изменением расположения прогибов и поднятий в первой половине этого этапа развития. На батолитах мощность осадков оказалась резко сниженной. В среднекарбоновую 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 — сарысионской свиты (рядом исследователей без основания именуемых надакской), характеризующейся преимущественным образованием туфогенных и грубообломочных осадочных пород, среди которых встречаются прослои и линзы известняков, битуминозных сланцев, яшм, кослонистых песчаников с растительными остатками обычно плохой сохранности. Из эфузивов преобладают кислые разности. Яркой чертой развития второй половины этого этапа является унаследованность прогибов (рис. 10) при сокращении их площади. По Н. Васильковскому, сарысионская свита лежит несогласно на акчинской.

В песчано-сланцевых и других осадочных прослоях акчинской и сарысионской 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 позднего карбона.

После образования сарысионской свиты имела место небольшая складчатость, создавшая брахискладки, произошли новые движения по ранее возникшим разломам (иногда излияния лав), а также внедрились небольшие штоки гушсайских гранодиорит-порфиров, сходных по составу с гранодиоритами курбинского типа, и штоки розовых кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров второго варисцийского 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 сарысионской 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 долж-

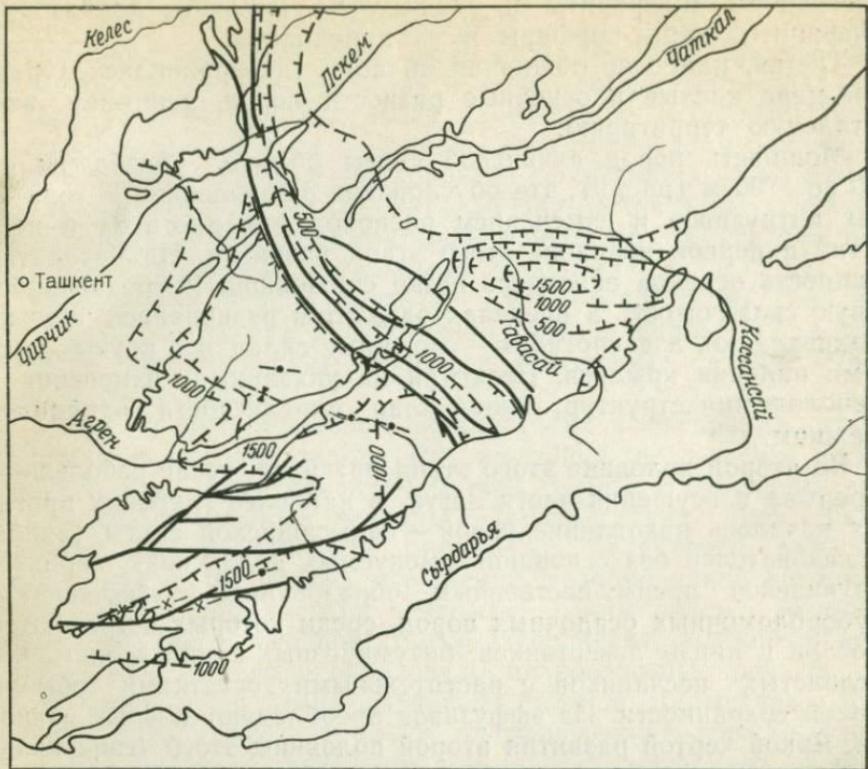


Рис. 9. Схема примерного расположения мощностей акчинской свиты и структур (условные обозначения см. на рис. 8)

ной мере уплотниться, стал быстро разрушаться и не сохранился в поднятых блоках полностью или частично.

Позднекарбоновый этап развития начался с размыва складчато-глыбовых горных сооружений до слабохолмистой равнины, который скоро сменился бурной вулканической деятельностью, новым прогибанием всей этой территории и накоплением пород оясайской свиты.

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 варисцкого интрузивного комплекса. Чаще эта пачка отсутствует, и разрез начинается с вышележащих светлых, пепельно-серых, розоватых, пятнистых фельзитов, кварцевых порфиров, сферолит-порфиров, туфов и туфолов. Лишь в середине Чаткальского хребта примерно в средней части толщи (см. табл. 2) установлена пачка фиолетово-бурых порфиритов и дацитов (басс. Башкызылсая) от 600 до 200 м мощности.

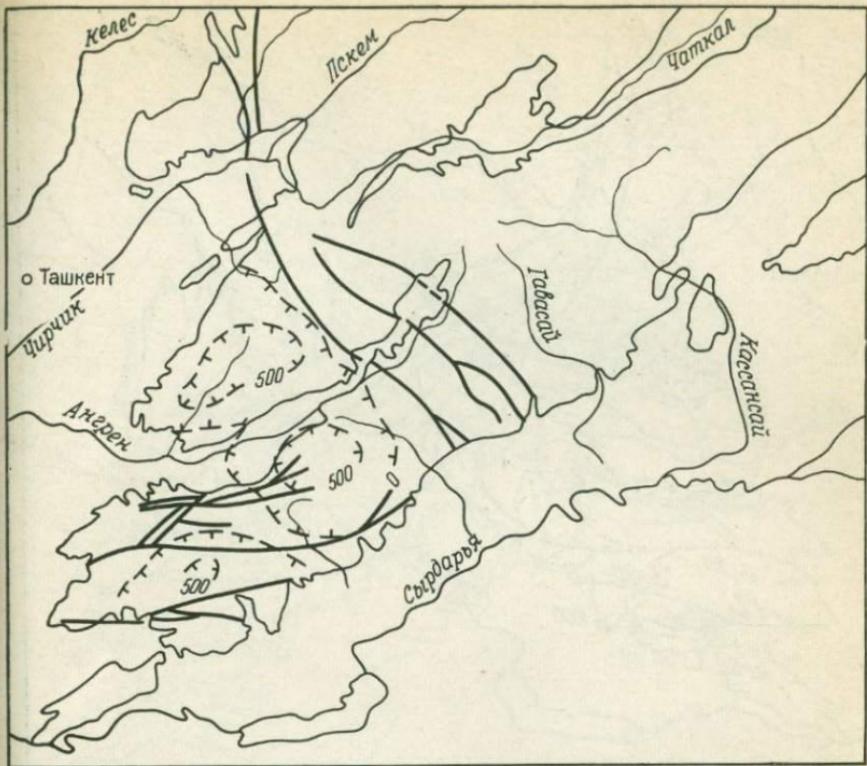


Рис. 10. Схема примерного расположения мощностей сарысионской свиты (условные обозначения см. на рис. 8)

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

Позднекарбоновая складчатость, проявившаяся после отложения этой свиты, привела к образованию очень пологих мульд, куполов и сравнительно редко протяженных брахи-складок (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, сиени-тодиоритов, гранодиорит-порфиров, разнообразных гранитов до сравнительно редких аплитов и пегматитов. Они образуют куполовидные и штокообразные массивы и дайки. В них еще

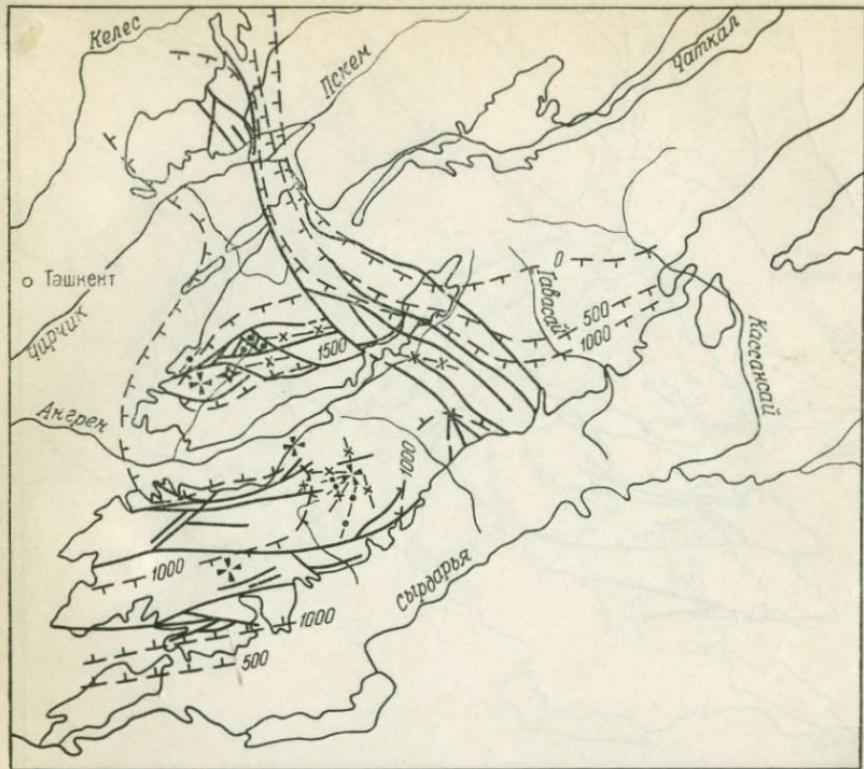


Рис. 11. Схема примерного расположения мощностей оясайской свиты и структур (условные обозначения см. на рис. 8)

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 позднекарбоновой интрузивной деятельностью связано и образование зон алюнитизации и окварцевания, развитых по разломам и расположенным в породах оясайской и более древних свит и, как было впервые установлено нами, перекрытых базальными конгломератами шурбасайской свиты, в гальках которых наблюдаются алюнитизированные породы (в низовьях р. Аксак-ата в предгорьях северного склона Чаткальского хребта). К этому же времени относятся и кварц-турмалиновые

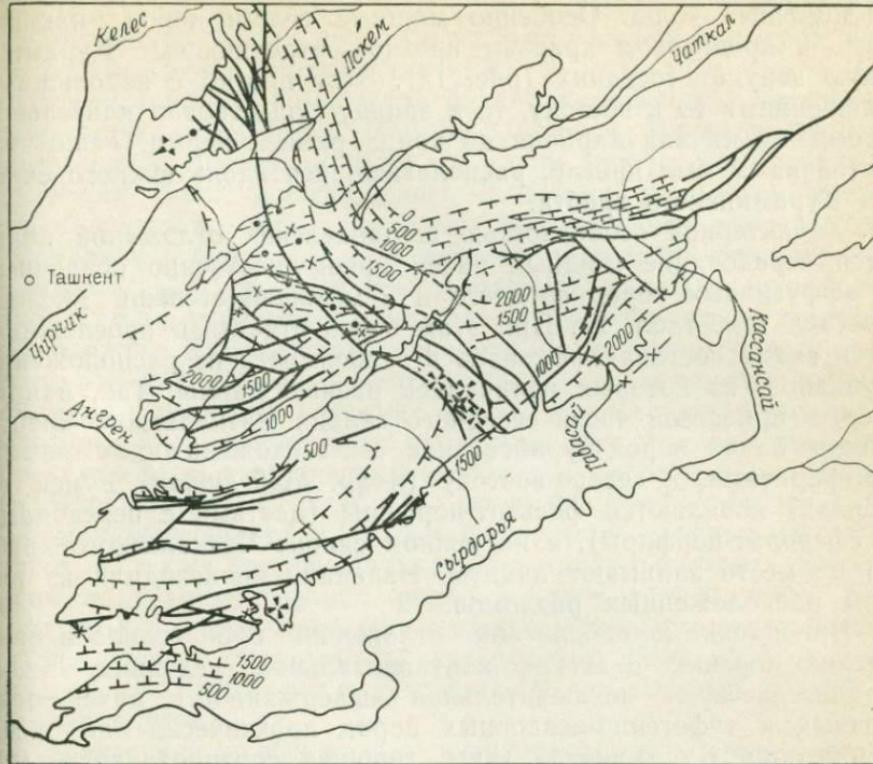


Рис. 12. Схема примерного расположения мощностей шурабсайской свиты (условные обозначения см. на рис. 8)

жилы, развитые в районе Моголтау и Такели, которые, по данным Ф. Вольфсона и Ю. Арапова, встречаются в гальках базальных когломератов свиты, позднее датированной как ранняя пермь.

В результате значительных, в основном глыбовых перемещений блоков пород по разломам были созданы крупные горные сооружения, размытых 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 позднем карбоне, т. е. во время образования акчинской, сарсиюнской и оясайской свит, Чаткало-Нарынская зона представляет устойчивое поднятие. В то же время Фергано-Кокшальская зона являлась прогибом, в котором шло образование морских терригенных и реже органогенных и хемогенных осадков. Ни отмеченных фаз складчатости, ни интрузивной деятельности в ней не проявилось.

Раннепермский этап развития начался с погруже-

ния 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 ранней перми. Таким же устойчивым был прогиб, располагавшийся вдоль южного склона Кураминского хребта.

Характерной особенностью шурабсайских отложений является чередование мощных пачек преимущественно осадочных и эфузивных пород среднего и в меньшей степени кислого состава (см. табл. 2). При этом очень отчетливо прослеживается смена состава эфузивов 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 свидетельствуют 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 швагерин. Подавляющее большинство находок относится к нижней пачке базальных конгломератов и других обломочных и туфогенно-осадочных и пирокластических пород с прослойками и линзами сланцев, известковистых песчаников и редко известняков небольшой мощности. Найденная здесь флора и фауна четко фиксируют раннепермский возраст свиты. Эта базальная пачка (от 50 до 450 м) залегает с угловым несогласием на различных отложениях, начиная с известняков D₃—C₁ и более высоких горизонтов разреза, включая эфузивы 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° (в районах приосевой части Чаткальского хребта) и даже 75° (в низовьях Гавасая в Кураминском хребте), что обязано наложению послекызылнуринских (позднепермских и альпийских) складчатых дислокаций, оси которых совпадают с крупными брахисинклиналями приосевой части Чаткальского хребта, и погребенной под мезо-кайнозоем Ферганской долины. Меловые и палеогеновые

осадки у краев последней падают в ту же юго-восточную сторону под углами 30—35°. Следует отметить, что в районах, где эти отложения лежат на крупных интрузивных массивах, углы падения редко достигают 8—10°.

В заключительную стадию развития возникло несколько новых крупных разломов (Северо-Западный, Меридиональный, Бешташский, Восточный и др.) и много мелких нарушений; в это время также возобновились движения по многим прежним нарушениям. Вдоль разломов разместились многочисленные мелкие и более крупные массивы четвертого интрузивного комплекса ($4v$), рвущие все отложения, включая шурабайские. К ним относятся адамелиты и гранодиориты, внедрившиеся вдоль Кумбельского разлома (на северном склоне и в приосевой части Чаткальского хребта), кызыл-турские гранодиориты и граниты, развитые вдоль тех же северо-западных разломов к юго-востоку от указанных интрузивов, розовые, аляскитовые и порфировидные граниты бассейнов рек Шайдан, Чаркассар и Гавасай (в северо-восточной оконечности Кураминского хребта и 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 эфузивных покровов кызылнуринской свиты или их эксплутационными 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 ассилияционных явлений.

Как и в предшествующий период, здесь возникли высокие складчато-глыбовые горные сооружения, достигавшие 2—2,5 км, и произошел размыв толщ в блоках, поднятых перед образованием кызылнуринской свиты. Пенепленизация их была совершенной, о чем можно судить по характеру поверхности, на которой залегают породы кызылнуринской свиты, и по выдержанности ее на значительных расстояниях, а также составу базальной пачки кызылнуринской свиты.

Вместе с тем следует отметить, что это была низкая цокольная сушица, поставляющая материал в соседнюю депрессию — Фергано-Кокшаальскую зону, где шло накопление осадков.

Позднепермский 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

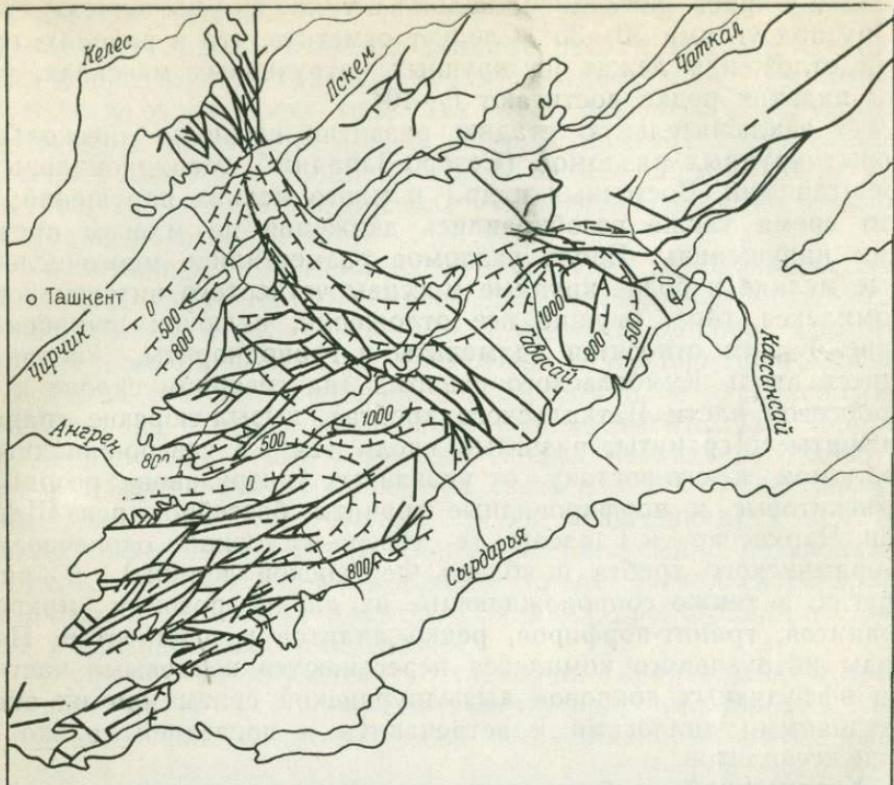


Рис. 13. Схема примерного расположения мощностей кызылнуринской свиты
(условные обозначения см. на рис. 8)

и туфогенно-осадочных пород небольшой мощности (редко более 80 м). В средней части разреза свиты в бассейне р. Чаркассар (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 до самых верхних частей сложена розовыми, в нижней части флюидальными, кварцевыми порфирами, весьма характерными по виду и хорошо выдержаными 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 шурбайскими отложениями площадь накопления кызылнуринских отложений существенно уменьшилась вследствие поднятия хр. Каржантау; остальные контуры депрессии 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. Сик-

стель как позднепермско-триасовая или даже позднетриасовая. А. Миклухо-Маклай полагает, что флору следует считать позднепермской, частично может быть, завершившей свое развитие в начале раннего триаса, с чем согласны и мы. Определения абсолютного возраста кызылнуринской свиты (260 млн. лет и 272 ± 8 млн. лет) Г. Таджибаевым, Н. Лаверовым и другими [34] не противоречат этому. К верхнепермским — нижнетриасовым образованиям относил ее и Н. Васильковский. Эта свита завершает геосинклинальное осадконакопление и эфузивную деятельность в позднем палеозое и несогласно перекрывает 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 мульдами, складками облекания и сходны с таковыми в палеогеновых отложениях, развитых в приосевой части хребтов. Частично они преобразовывались, деформировались в палеогене и неогене. Они тоже имеют северо-восточное простирание, как предыдущие складки. Между описываемой и шурбасайской свитами отчетливо видно стратиграфическое и угловое несогласие, достигающее $40-45^\circ$. Вследствие перемещения блоков пород после образования шурбасайской свиты и размыва поднятых структур кызылнуринская свита ложилась как на самые различные пачки пород шурбасайской 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 проявилось большое количество новых разломов, среди которых следует отметить Железный (пролеженная длина которого около 120 км), Чилтенский, Тарыэканский разломы, Табошарскую зону и некоторые из Кан-и-Мансурских разломов. При этом возобновились движения и по ранее образованным разломам.

Интузивная деятельность, завершившая магматизм в районе, создала серию мелких штоков, иногда этмолитов и дайкообразных тел, положение которых целиком определяется разломами. Интузии пятого варисцийского интузивного комплекса (5v) отличаются от предыдущих особенно большим разнообразием пород (от габбросиенитов и габбродиоритов до граносиенит-порфиров и аплитов), а также развитием разнообразных даек регионального распространения, образующих весьма протяженные пояса и поля. Чорухдайронские субщелочные гранитоидные интузивы 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 интузивного комплекса.

Большая часть интузивов этого комплекса распространена к юго-западу от Кумбельского разлома, что, в свою оче-

редь, 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 характерны еще большая щелочность, гипабиссальность пород, отсутствие пегматитовых образований и ассоциированных 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 Тарыэканский 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 раннеюрских 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 поздней перми 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 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 разных породах от верхнепермских (кызылнуринских эфузивов) 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 ранней юры) до стадии мелкосопочника и местами пленена. Новое накопление континентальных

осадков началось только с ранней 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 суще, существовавшей к концу триаса и в ранней юре 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 в мелу, 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 (в низах разреза с Mp образованиями), грубо-зернистые 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 органогенные 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 прослойками 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 всучивания хребтов, 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. Моголтау, вдоль южной окраины Кураминского хребта к низовьям Гавасая и далее на северо-восток в сторону хр. Босбутау.

На составленной нами тектонической схеме (рис. 14) также видна унаследованность в расположении не только 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, продолжались рост горных сооружений и прогибание тех же депрессий, шло дальнейшее развитие и усложнение речной сети и рельефа в целом. В депрессиях 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 возраст их радиус кривизны (они стали более пологими и охватили в ряде случаев серию древних складчатых 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 Б. 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 достоверно установленной 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 характе-

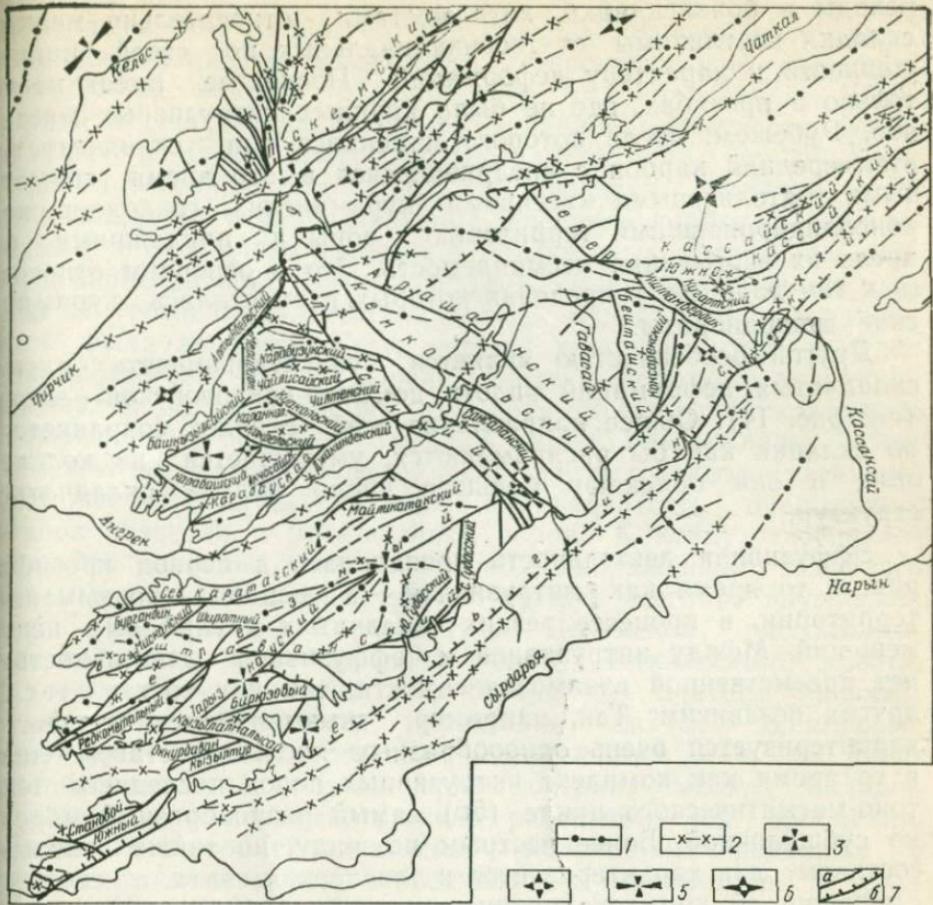


Рис. 14. Тектоническая схема Кураминской зоны.

1 — антиклинальные складки; 2 — синклинальные складки; 3 — мульды; 4 — купола; 5 — брахисинклинали; 6 — брахиантклинали; 7 — главнейшие разломы (*a* — варисцийские; *b* — альпийские)

ризуют условия образования месторождений, в том числе глубин их формирования и дальнейшей эрозии.

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

Первые фазы (каледонской, а затем варисцкой) складчатости несут все черты геосинклинальных складок с несильно сжатыми крыльями, а следующие имеют постепенные пе-

реходы в брахискладки, хотя местами относительно мелкие складки неотличимы от геосинклинальных по своей 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 кураминских гранодиоритов, консолидировавшими территорию зоны и придавшими ей после их застывания несминаемость. Это в основном относится 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, в процессе резких складчатых и глыбовых перемещений. Между интрузивной и эффузивной деятельностью нет преемственной взаимозависимости, так как состав тех и других независим. Так, например, кызылнуринская свита характеризуется очень однообразным кислым составом лав, в то время как комплекс интрузивных пород последнего тектоно-магматического цикла ($5v$) самый разнообразный и резко субщелочной. Более пестрым по виду, но также кислым составом лав характеризуется и оясайская свита, а соответствующий ей комплекс интрузивных пород ($3v$) имеет столь же значительное разнообразие. В то же время очень однобразному второму варисцийскому интрузивному комплексу соответствует весьма разнообразный состав эффузивов и их пирокластов, и так можно проследить это по всей колонке (см. рис. 6). Это отличает Кураминскую зону от других территорий (например Северо-Востока СССР), где такая взаимосвязь как будто намечается. Причины этого еще не ясны.

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

Тектоника. Как было показано в геологическом очерке, складчатость в Кураминской зоне проявлялась несравненно чаще, 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 мезокайнозой). До первой половины среднего карбона включительно, т. е. времени внедрения батолитовых интрузивов первого варисцийского комплекса (Iv), складчатость имела линейный геосинклинальный характер, однако ее напряженность была невелика. Углы падения крыльев этих складок едва достигали 40 — 45° . Последующие деформации увеличили их наклон до современного состояния. Все другие складчатые деформации в основном создали серии брахискладок. Особенno 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 Каржантау и Пскемском, расположенным восточнее, и в северной части Чаткальского хребта, где возник расходящийся веер складок (с центром на юге), в котором наблюдаются предельно скатые — диапировые структуры и складки со сложной ундуляцией осей, их дихотомическим ветвлением на серию дочерних мелких складок и иными усложнениями, а также развитием зон дробления, связанных с этой складчатостью (межслойные подвижки с рассланцеванием пород, с брекчиями и милонитами и секущими нарушениями). Они контролируют размещение некоторых месторождений (Аурахмат, Кассан, Тerek — приурочены к диапировым структурам, а 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 возрастила. 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 раннего 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-эфузивной мынбулакской свиты они служили каналами трещинных излияний лав, а позже вулканов центрального типа и их кальдер.

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

Анализ данных о соотношении разломов и образования 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 одинаковы по мощности и составу в обоих блоках, 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 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 зафиксировано в 1958 г. нами и А. Уткиным на северо-восточной окраине южного склона Кураминского хребта по обе стороны от Кумбельского разлома. Здесь в юго-восточном блоке наблюдается полный разрез кызылнуринской свиты, состоящей 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 средних частях 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.

Наиболее крупные перемещения по разломам обычно фиксируются в конце периода осадконакопления, когда происходит складчатость и по разломам внедряются интрузивы этого же тектономагматического 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 возможно.

Имеются примеры разломов, которые были закупорены лавами, и дальнейшие подвижки их не коснулись. Такими разломами 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 (BCB) простиранье 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 (см. рис. 14). На юго-западе он ограничивается небольшим разломом, параллельным Кумбельскому, также падающему на северо-восток под углом $80-85^\circ$. Таким образом, оба эти разлома, четко фиксируют положение линии склонения блоков пород по Карабузукскому разлому. Ею является линия скрещения 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

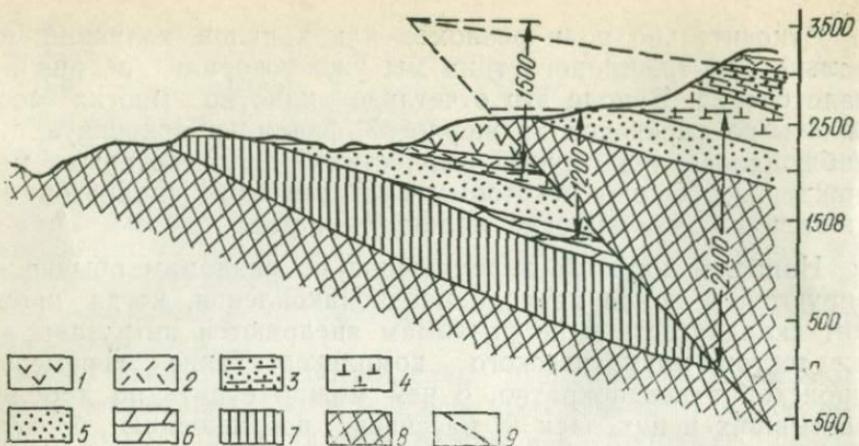


Рис. 15. Поперечный разрез к Карабузукскому разлому.

1 — кызылнуринские кварцевые порфиры; 2 — их туфы; 3—5 — шуррабайская свита (3 — песчаники и туфы третьей пачки, 4 — порфириты и их пирокласти второй пачки, 5 — базальные конгломераты первой пачки); 6—7 — желтовато-белые и светлые пятнистые фельзит-порфиры и сферолит-порфиры ояской свиты; 8 — бурые порфиры и пирокласти акчинской свиты; 9 — Карабузукский разлом

щает расчеты и делает легко сопоставимыми результаты разновременных перемещений блоков пород.

На рис. 15 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 флюидальные кварцевые порфиры ояской свиты, падающие на юго-восток под углами 35—40°. С азимутальным и отчасти угловым несогласием на них залегают пачки перемежающихся осадочных и эфузивных пород шуррабайской свиты, падающих на юго-восток под углами от 35 до 30°. И, наконец, на разные горизонты этой свиты, срезая ее, ложатся туфы и флюидальные кварцевые порфиры кызылнуринской свиты, падающие в ту же сторону под углами 15—18°. Описанный разрез, кроме ояской свиты, повторяется и в южном блоке.

Первое, что обращает на себя внимание, — неодинаковые видимые амплитуды перемещения контактов свит в висячем (поднятом) блоке. От подошвы ояской свиты до низов шуррабайской, считая, что ояская свита была только что смыта (т. е. беря минимальный вариант), превышение составляет 2400 м; по подошве шуррабайской свиты этот интервал (также измеренный по линии скольжения) оказывается уже равным 1200 м, а для кызылнуринской 1500 м. Минимальное вероятное смещение палеогеновых известняков составит около

1400 м, поскольку они были смыты с южного блока разлома. При одноактном перемещении с сохраняющимся здесь положением линии скольжения нельзя объяснить такого резкого расхождения неточностями расчетов и построений, и остается одно решение — считать, что были неоднократные перемещения по разлому, который существовал до образования шурабсайской и возможно и оясайской свиты.

Анализ данных показывает, что было не менее трех перемещений. Самое раннее было после образования акчинской и оясайской свит и представляло собой сбросо-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 (1400 м минимум) приходится на послепалеогеновое время, но так как в южном блоке эти отложения не сохранились, решить точно, какая это часть, нельзя.

Анализируя аналогичным образом перемещения по разлому, ограничивающим крупные и более мелкие блоки пород, и характер размещения толщ пород, можно получить важные сведения о блоковой тектонике и ее проявлениях в разные этапы развития зоны. В качестве примера (рис. 16) рассмотрим движение блоков, разделенных Башкызылсайским разломом, проходящим вблизи водораздельной части Чаткальского хребта, и Карабашским и Акчисайским 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. В центральном и прилегающем блоках обнажаются породы акчинской свиты. Оясайская и сарысионская 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 палеографические 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, по форме представляющий этмолит,

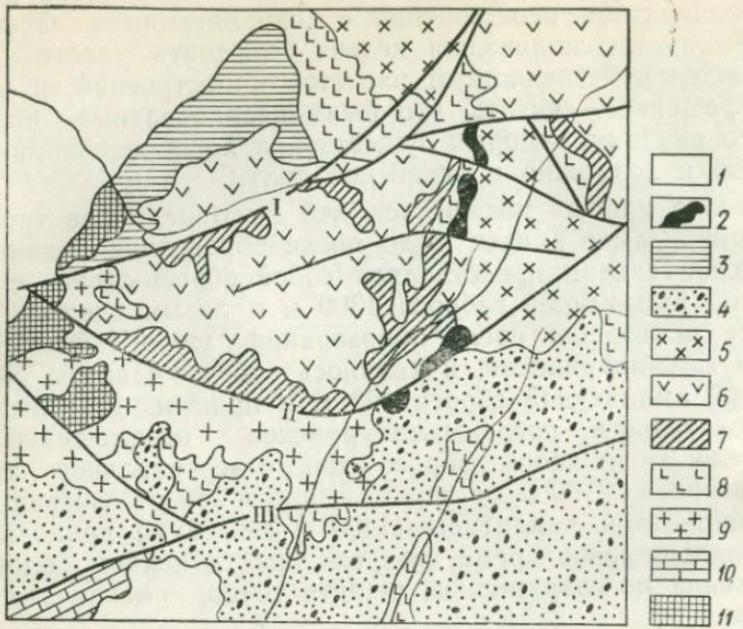


Рис. 16. Геологическое строение блоков пород, рассеченных Башкызылсайским (I), Карабашским (II) и Акчисайским (III) разломами.

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — позднепермские гранитоиды (5 в); 3 — кызылнуринские кварцевые порфиры; 4 — базальные конгломераты и лежащие выше дациты шурабсайской свиты; 5 — позднекарбоновые гранитоиды (3 в); 6 — светлые, пятнистые кварцевые порфиры, сферолит-порфиры и их туфы ояйской свиты; 7 — туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы с прослоями яшм сарысионской свиты; 8 — порфириты и их пирокласты акчинской свиты; 9 — гранодиориты Кураминского типа (1 в); 10 — нижнедевонско-нижнекарбоновые обломочные и карбонатные отложения; 11 — нижнепалеозойские (ордовик-силурийские) сланцы

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. Его структура рассматривается Н. П. Лаверовым, В. И. Полуэктовым и другими как кальдера проседания.

Из рис. 16 следует, что центральный блок испытывал неоднократные перемещения. Сохранность наиболее мощного разреза сарысионских и ояйских 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 со-

става 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 шурбасайской 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, где 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 шурбасайской свиты.

Следует отметить, что разломы, разделяющие территорию на три охарактеризованных блока, служили каналами для многочисленных изливаний лав оясайской, шурбасайской 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 приведенных примерах 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 формированием 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. Подробно методика изучения разрывных нарушений, которой мы следовали, изложена нами в недавней работе [14].

Общая характеристика рудоносности Кураминской зоны. В пределах рассматриваемой рудной провинции следует выделять две резко разновозрастные группы гидротермальных

Месторождения и рудопроявления Кураминской

№ п/п	Главнейшие минеральные ассоциации	Температура образования
1	Апатитовые	Высокотемпературные
2	Грейзены с незначительным количеством молибденита, магнетита, пирита, халькопирита и других сульфидов	
3	Скарново-магнетитовые	
4	Скарново-свинцово-цинковые	
5	Скарново-шеелитовые	
6	Скарново-молибденитовые	
7	Кварцево-рудные	
8	Кварц-молибденитовые	
9	Кварцевые с шеелитом, вольфрамитом и касцитеритом	
10	Кварц-арсенопирит-галенит-сфалеритовые	Высокотемпературные, переходные к среднетемпературным
11	Кварц-халькопиритовые с молибденитом	Среднетемпературные
12	Кварц-халькопиритовые и кварц-халькопирит-висмутиновые	
13	Кварц-гематитовые и кварц-гематит-баритовые и гематитовые	Среднетемпературные, переходящие в низкотемпературные
14	Галенит-сфалеритовые а) сплошных сульфидов руд б) кварцевые и кварц-баритовые	
15	Висмут-пирротин-халькопиритовый	
16	Висмут-арсенопирит-халькопиритовый	
17	Антимонит-кварц-кальцитовые	
18	Флюоритовые кварц-флюоритовые, карбонат-флюоритовые с небольшим развитием галенит-сфалеритового оруденения	Низкотемпературные
19	Редкощелочные	
20	Безрудные кварцевые и кальцитовые	

Таблица 3

зоны

Форма рудных тел	Примечание
Вкрапленные и метасоматические зоны и линзы	Развиты сравнительно редко
Минерализованные зоны дробления и жильные тела	
Пластообразные залежи, линзы, столбы	Развиты сравнительно широко
Пластообразные залежи и линзы	
Жилы, минерализованные зоны дробления	
Жилы, штокверки	
Жилы	Развиты слабо
Жилы, зоны вкрапленников и трубы в известняках	
Жилы и штокверки, минерализованные зоны дробления	Развиты широко
Штокверки, жилы и минерализованные зоны дробления	Одна ассоциация переходит в другую
a) Жилы, плитообразные тела и жилообразные зоны вкрапленников б) Жилы и реже зоны штокверковых и вкрапленных руд	Распространены широко
Минерализованные зоны дробления, пластовые залежи	Распространены не широко
Жилы, редко сложные седловидные залежи в ядрах диапировых складок	Сравнительно распространенные
Пластообразные залежи, штокверки	Редки
Жилы, редко штокверки	Развиты сравнительно широко

образований: дораннепермскую (позднекарбоновую) и позднепермскую.

К первой группе относятся вальные жилы и зоны дробления ванных и серицитизированных разнообразные месторождения и рудопроявления цинка, меди, мышьяка, висмута, молибдена, вольфрама, олова и других металлов (табл. 3). Среди них преобладают полиметаллические и медные. Опробование так называемых безрудных жил и поиски увеличили число новых объектов.

Кварц-турмалиновые жилы распространены в небольшом количестве лишь в кураминских среднекарбоновых гранитоидах гор Моголтау 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 распространены в Каржантау, 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. Аксаката вблизи контакта палеозойских и меловых отложений. Зоны алунитизированных и серицитизированных пород с ртутью рассматриваются нами как продукт поствулканической фумарольно-сольфатарной деятельности, проявившейся вдоль разломов.

Вторая группа гидротермальных образований, с которой связаны все рудопроявления 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 температур 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 вольфрамита (то же касается апатитовой минерализации вкрапленно-метасоматического типа). Практического значения они не имеют. Широким распространением пользуются скарновые месторождения и рудопроявления. С ними связаны магнети-

безрудные кварц-турмалиновые, окварцованные, алунитизированные породы; ко второй — весьма

рудопроявления свинца, цинка, меди, мышьяка, висмута, молибдена, вольфрама, олова и других металлов (табл. 3). Среди них преобладают полиметаллические и медные. Опробование так называемых безрудных жил и поиски увеличили число новых объектов.

Кварц-турмалиновые жилы распространены в небольшом количестве лишь в кураминских среднекарбоновых гранитоидах гор Моголтау 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 распространены в Каржантау, 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. Аксаката вблизи контакта палеозойских и меловых отложений. Зоны алунитизированных и серицитизированных пород с ртутью рассматриваются нами как продукт поствулканической фумарольно-сольфатарной деятельности, проявившейся вдоль разломов.

Вторая группа гидротермальных образований, с которой связаны все рудопроявления 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 температур 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 вольфрамита (то же касается апатитовой минерализации вкрапленно-метасоматического типа). Практического значения они не имеют. Широким распространением пользуются скарновые месторождения и рудопроявления. С ними связаны магнети-

товые 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-молибденовые скарны Чорухдай-рона и др.). Поэтому они относятся к верхнепермским 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 образования 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 Каржантау и Восточном Карамазаре, 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, а также кварц-молибденитовые, шеелитовые и вольфрамитовые руды с касситеритом, антимонит-кварц-кальцитовые.

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

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 последовательно разви-

вающегося гидротермального процесса, завершающего поздне-пермскую 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 проявлении 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 однотипных 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 А. Арапова и В. Базиля о находках в районе Такели и Чокадамбулака в базальных конгломератах шурабсайской свиты (*P₁*) окатанных галек скарнов и магнетита, сходных со скарнами Чокадамбулака, на основании чего ими был сделан вывод о дораннепермском возрасте таких скарнов. Эти данные и результаты более детальных исследований, проведенных В. Левиным, 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 ее как дораннепермской 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-Воронич и другие считают, что с каждым интрузивным комплексом пород связан тот или иной ряд указанных выше типов руд (от высокотемпературных скарновых до низкотемпературных). При этом месторождения и рудопроявления, совершенно одинаковые по составу и другим признакам, но залегающие в породах разного возраста, относятся ими произвольно к различным последовательным интрузивным комплексам. 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 своей точки зрения этими исследователями не приведено, а то, что было высказано нами, в противовес их взглядам, не оспаривалось в последующих их работах.

Однако количество этапов рудообразования в них еще увеличилось, без каких-либо доказательств, исходя только из идеи, что каждый магматический комплекс пород должен завершаться рудообразованием. Что же касается их не аргументированного заявления о сходстве разновозрастных, но однотипных руд, то оно опровергается тем, что отмеченные в начале этого очерка, не широко развитые практически безрудные кварц-турмалиновые жилы и зоны алюнитизации с редкой киноварью, возраст которых доказан достаточно точно как позднекарбоновый — доранинепермский, не имеют себе аналогов среди объектов главной позднепермской эпохи рудообразования. Вся дальнейшая аргументация этих исследователей базируется лишь на наличии даек диабазовых порфиритов, завершающих позднепалеозойский магматизм, которые, по их мнению, секут скарны и некоторые другие гидротермальные образования. По поводу взаимоотношений даек и оруденения в пятидесятых и шестидесятых годах нашего столетия велась острыя дискуссия и часто делались неправомочные выводы, но она заставила многих более внимательно отнести к этой проблеме.

Так, нами совместно с А. Уткиным еще в 1956 г. в бассейне Чаркассара (южный склон СВ оконечности Кураминского хребта) наблюдалось, как кварцевая жила сечет дайку диабаза и рядом же пересекается другой дайкой диабаза, рассекающей и первую дайку. С тем, что в комплексе самых молодых даек регионального распространения ($5v$) имеется два типа разновозрастных диабазовых даек, согласны почти все, а некоторые исследователи считают, что имеется три поколения таких даек, очень близких по составу (часто не отличимых под микроскопом). В частности, такого мнения придер-

живается Ю. Аверин, относя их к тому же молодому комплексу даек, из которых две последних серии являются доскарновыми образованиями, а третья послескарновой, но возникшей до отмеченных нами кварцевых жил.

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

Таким образом, из многочисленных высказываний (перечислить которые невозможно) вытекает, что если относительно высокотемпературных кварцевых жил еще намечается неустойчивое согласие считать их одновозрастными дайками 5v, поскольку они часто секут шурбасайскую свиту (P_1) и ряд кислых даек из этой же серии, то относительно наиболее ранних образований — скарнов — расхождения остаются, и те, кто придерживается их додайкового возраста (Х. Абдуллаев, Т. Мацокина-Воронич, О. Горьковой и др.), используют это как аргумент, чтобы понизить многоступенчато возраст этих руд, присовокупляя их образование к каждому из выделенных разновозрастных комплексов магматических пород, а вслед за ними и всю цепочку образующихся после них руд. Акция эта незаконна, так как к указанной цепочке относится подавляющая часть самых разнообразных руд, начиная от молибденвольфрамовых, медных, полиметаллических до низкотемпературных кварц-кальцитовых и кальцитовых жил, которые всеми без исключения считаются последдайковыми образованиями, что видно практически везде, и обратных соотношений никто не фиксировал. Это окончательно подрывает основы искусственного расчленения рудного процесса на многочисленные этапы.

Существующий фактический материал позволяет считать, что вся эндогенная рудная минерализация Кураминской зоны (за исключением непромышленной и редкой дореннепермской), возникла в позднепермский — 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 зависят

закономерности размещения эндогенных месторождений и глубин их формирования и их связь с интрузивными комплексами 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. Окончательно ее обособление в 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 миогеосинклиналях (Чаткало-Нарынской и Фергано-Кокшальской зонах) каледонская складчатость и интрузивная деятельность не проявились.

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

3. Грандиозная эффузивная деятельность, приведшая к накоплению осадков местами большой мощности, продолжалась с намюра до начала триаса, прерываясь фазами складчатости и сопровождаясь пенепленизацией складчато-глыбовых горных сооружений. Во время развития вулканической деятельности намечается некоторая циклическая изменчивость состава лав: в силуре лавы преимущественно кислые, ранне-среднем девоне — средние (дацитовые), в раннем и среднем карбоне (в мынбулакской и акчинской свитах) в равной мере развиты кислые и основные эффузивы, в конце среднего и в позднем карбоне (в сарысионской и оясайской свитах) — кислые эффузивы и их пирокласты, в перми преобладают основные, менее развиты средние и относительно редки кислые и, наконец, в поздней перми — вновь резко преобладают кислые лавы.

4. Каледонская и первая варисцкая (среднекарбоновая) фазы складчатости являются типично геосинклинальными, а все последующие из-за увеличения жесткости (несминаемости) зоны — брахиформными. Общий план складчатости сохраняется все время, вплоть до платформенных конседиментационных складок мезо-кайнозойского возраста. Неоднократное проявление складчатости доказывается угловыми несогласиями между свитами.

5. Особенno резкое возрастание жесткости зоны связано с внедрением среднекарбоновых батолитовых интрузивов в ядра крупных антиклиналей, что привело к значительному увеличе-

нию роли разломов взамен затухающей складчатости к концу геосинклинального ее развития (к началу триаса).

6. Возраст разломов достоверно датируется концом визейского — началом намюрского века. В это время вблизи восточной границы Кураминской зоны вследствие перерастания флексураобразного 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. В конце каждого тектоно-магматического этапа развития возникновение складчато-глыбовых горных сооружений и их размывы (обычно до стадии пенеплена) приводили к выпадению из разрезов 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 внедрялись в процессе складчато-глыбовых деформаций (за исключением предсарысионских), 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 (Н. Васильковский считал, что такая корреляция существует), а также интенсивностью проявления эффузивной и интрузивной деятельности. Складчатость определила размещение интрузивов каледонского и в основном первого варисийского комплекса; всех остальных — разломы.

9. Гидротермальная деятельность сопровождала лишь третий (позднекарбоновый) и пятый (позднепермский) интрузивные комплексы пород, причем последнему обязаны практически все рудные богатства Кураминской зоны.

10. Наступление с триаса платформенного (послерудного) периода развития зоны с континентальным, а с ранней юры лишь местами с 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 пере-

мещениями по палеозойским и вновь возникшим альпийским разломам, и неоднократный размыт этих сооружений в платформенный период уже к концу последнего этапа его 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 как 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, в каждой такой геосинклинальной зоне может быть до пяти этапов развития со своим магматизмом и определенным набором осадочных формаций, характеризующих каждый этап 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. Взоры многих теперь обращены кmantии, как источнику руд.

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, формы рудных тел в утрированном 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 сообществ, 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, а также 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 закраской 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 широкого отражения на металлогенических картах, за исключением карты, составленной нами в 1960 г., и нескольких приведенных ранее примеров (В. Фролова, А. Куклин и др.).

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 ни 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 небезразлично 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, которые благоприятны для образования скоплений рудных инерудных 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, существовавшая в тот отрезок времени, в течение которого формировалось то или иное геологическое образование (месторождение, интрузивы определенного возраста, 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.

Диапазоном, или размахом глубин образования руд конкретного типа или рудной формации называется интервал между верхней и нижней границами их распространения, измеренный перпендикулярно нулевой поверхности, соответствующей времени образования этих руд. Диапазон глубин формирования конкретного месторождения лишь в пределе может совпадать с глубиной образования руд этого же типа (формации); обычно он меньше, из-за редкости полного набора благоприятных структурно-литологических и иных факторов рудообразования.

В начале данного очерка мы отметили, что вопрос возраста разными школами геологов решается различно (выяснением их относительного и абсолютного возраста или законодательным путем, исходя из своих теоретических представлений, что каждый интрузивный комплекс или цикл должен завершаться рудообразованием), поэтому надо до составления карты эрозионных срезов уточнить время рудообразования. Не вступая в дискуссию, следует заметить, что если руды имеют различный возраст, то необходимо будет для каждого периода рудообразования строить отдельную карту эрозионных срезов.

Из приведенного ранее фактического материала следует, что в Кураминской зоне имеется два этапа гидротермальной деятельности: позднекарбоновый (дораннепермский) и позднепермский. Первый не создал промышленной минерализации и был незначительным и поэтому мы построили карту эрозионных срезов лишь для позднепермского периода развития.

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 тектономагматический 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 рудопроявлений с детальной их привязкой и уверенными данными относительно их возраста, особенно если минерализацию связывают с различными тектономагматическими 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 тектономагматическому 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 эрозий 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 изобразили 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. 16), составленная на основе анализа геологических данных по всей территории Кураминской зоны. При этом за нулевую исключенную поверхность нами принимается самый верхний горизонт этой свиты, поскольку незначительный и неравномерный размыт кызылнуринских отложений за сравнительно короткий период образования руд при спокойном, почти платформенном режиме того времени был небольшим, не превышающим неизбежных ошибок, связанных с определением как вероятных мощностей самой свиты, так и складчатых и глыбовых перемещений блоков по разломам. 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 быть эффективно выполнена.

В тех районах или тектонических блоках, где кызылнуринские отложения отсутствуют, для установления нулевой поверхности был выполнен тщательный анализ всех данных: измерение 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 изображенными 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, как и видимые мощности свит или толщ в вертикальных сечениях этих разрезов.

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 расчете 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. 17 видно, что однотипные месторождения 1, 2, 4 приурочены к одному стратиграфическому горизонту, а глубина их формирования разная. В то же время месторождение 4, имея одинаковую с месторождением 3 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,

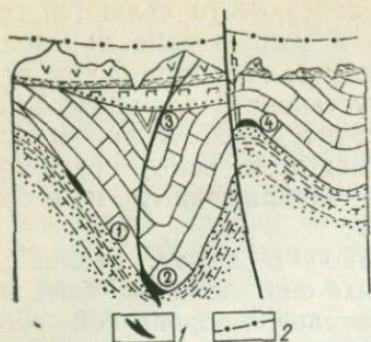


Рис. 17. Схема расположения месторождений (1) относительно дневной поверхности, соответствующей времени рудообразования (2).

h — глубина формирования месторождений, определенная неверно

ского разлома) сложен интрузивами первого варисцийского интрузивного комплекса и мынбулакской свитой, относящихся к нижнему структурному ярусу, и в то же 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 позднепермской 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. в середине нижнего структурного яруса. По своему положению эти отложения и приуроченные к ним рудопроявления относятся к самым неглубоким эрозионным срезам. В то же время в западном блоке разлома обнажается акчинская эфузивная 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 надвигу, развитие которого достаточно подробно рассмотрено в геологическом очерке и особенно в ряде наших работ [13, 14 и др.]. Как было отмечено, в обоих его блоках имеются кызылнуринские эфузивы. В южном они лежат на шурбасайских отложениях, сложенных в пологую синклинальную складку с падением ее крыльев от 30 до 45° и

охватывающих: 1) каледонские интрузивы и отложения от нижнего палеозоя до мынбулакской свиты нижнего — среднего карбона включительно, а также породы первого варисцийского интрузивного комплекса; 2) средне- и верхнекарбоновые свиты — акчинскую, сарысионскую и оясайскую и гранитоиды второго и третьего интрузивных комплексов того же возраста; 3) пермские образования (шурбасайскую 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 Кумбель-

имеющих мощность около 2000 м; мощность кызылнуринских отложений достигает здесь около 1000 м. Учитывая складчатость шурабайских 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 шурабайской 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 частей среднего структурного яруса.

Из приведенных примеров отчетливо видно, что нет никакой связи между глубиной эрозионного среза и глубиной образования и положением месторождений и рудопроявлений в структурных ярусах. Это еще более наглядно можно представить, предположив, что в настоящее время в пределах пенепленизированной территории, на которой обнажается комплекс пород от древних архейских до современных, на каком-то уровне (близком от поверхности Земли) формируются эндогенные месторождения. Несмотря на то, что эти руды близповерхностные, с малыми глубинами эрозии, 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 и непрерывно пропагандируемым за последние 15 лет.

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 браться 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 это делать не пришлось.

Таким образом, из сказанного следует, что от геолога требуется 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 и разрывной тектоники, 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, 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, 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 сов-

ременной дневной поверхности. Таким образом мы будем иметь два совмещённых рельефа — современный и прежний (в нашем случае позднепермский).

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

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

Второй путь состоит в непосредственном изображении изолиний 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 кызылнуринская). 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 простирации и углы падения, нетрудно 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 чертежом (рис. 18). 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 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 и будем вести последующие рассуждения. Как видно на разрезах, она имеет вид пологой дуги.

Для расчетов элементов в залегания P_2 поверхности на разрезах I—I и II—II возьмем ее моноклинальный участок, соприкасающийся с современной поверхностью Земли, и на нем выберем (произвольно) точки с равными абсолютными отметками, например точки А и Б с отметками 1500 м. Очевидно, что прямая, их

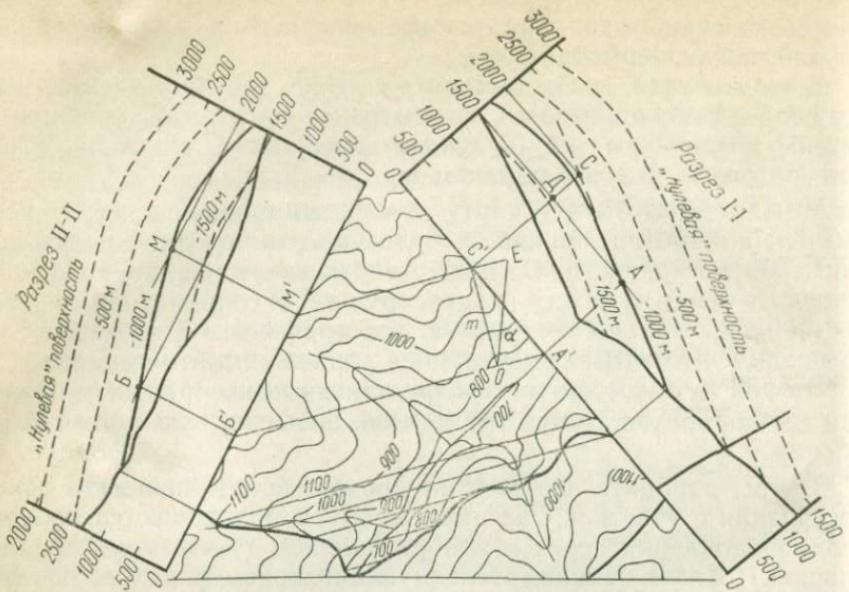


Рис. 18. Вычисление элементов залегания моноклинальной части дугообразной поверхности, параллельной нулевой (позднепермской) поверхности, и нахождение следа ее пересечения с современным рельефом

соединяющая, будет горизонтальной линией, лежащей в плоскости этой моноклинали, и явится линией ее простирания. Чтобы определить положение этой линии на карте, найдем на ней проекции точек А и Б, т. е. точки А' и Б'. Соединив прямой линией точки А' и Б', получим на карте истинное положение линии простирания выбранной нами моноклинали. Для того чтобы определить направление и истинный угол падения рассматриваемой моноклинали, необходимо построить иную линию простирания, имеющую другую высотную отметку. С этой целью на разрезе II-II возьмем точку, например точку М, 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 С). Поступив аналогичным образом, как и в разобранном выше случае, находим проекции точек С и М, т. е. точки С' и М', соединив которые, получим проекцию другой линии простирания, имеющей абсолютную высоту 2000 м (т. е. определим «масштаб заложения»). Если все наши построения были выполнены тщательно (правильно), а выбранные нами точки М и С находились на той же моноклинали, то очевидно, что обе линии простирания (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 простирации, а взяв, например, точку М на разрезе II-II и найдя ее проекцию М', провести через последнюю прямую линию, параллельную линии простирации А' Б'. Конечный результат получился бы тот же. Направление падения моноклинали будет указывать линия, лежащая в плоскости моноклинали и перпендикулярная ее простирации. Для определения этой линии и истинного угла падения следует взять любую точку, например точку С', лежащую на линии простирации с более высокой абсолютной отметкой (2000 м) и опустить перпендикуляр на линию простирации А' Б', имеющую более низкую отметку (1500 м). Полученный отрезок С'О покажет направление падения моноклинали и одновременно будет являться горизонтальной проекцией линии падения. Построим прямоугольный треугольник, катетами которого будут С'О и разность высот между точками А и С или, что то же, отрезок С'Е = 500 м, который откладываем по линии М'С' (или на ее продолжении). Соединив точки О Е, получим гипotenузу этого треугольника. Очевидно, что угол α , заключенный между гипотенузой ОЕ и катетом С'О, будет равен истинному углу падения моноклинали и его остается только замерить транспортиром. Он может быть определен и по тригонометрическим таблицам исходя из формулы

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{C'E}{C'O}. \quad (3)$$

Зная простижение и угол падения моноклинали (части криволинейной поверхности Земли, соответствующей времени рудообразования, но расположенной параллельно ей и ниже на 1000 м), можно начать построение изолиний глубин эрозии.

Технически это выполнялось следующим образом. Производились расчеты залегания элементарных моноклинальных площадок, на которые были расчленены пологие волны нулевой поверхности, и слегка (карандашом) оконтуривались пределы влияния этих элементов залегания. Далее на разрезах производились следующие несложные дополнительные построения (рис. 19). Ниже нулевой поверхности с интервалом в 500 м (в масштабе карты и с поправкой на видимую мощность пород при косых разрезах) проводились параллельные ей линии (изотипсы) и отмечались те точки, где они пересекали современную поверхность Земли. Для облегчения и ускорения этой работы из кусочка миллиметровки была сделана линейка (шаблон), на которой в масштабе карты (и соответственно 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 поверхности на данном разрезе, перемещаем шаблон вдоль этой линии, отмечая те точки, в которых деления на шаблоне соприкасались с рельефом. Около этих то-

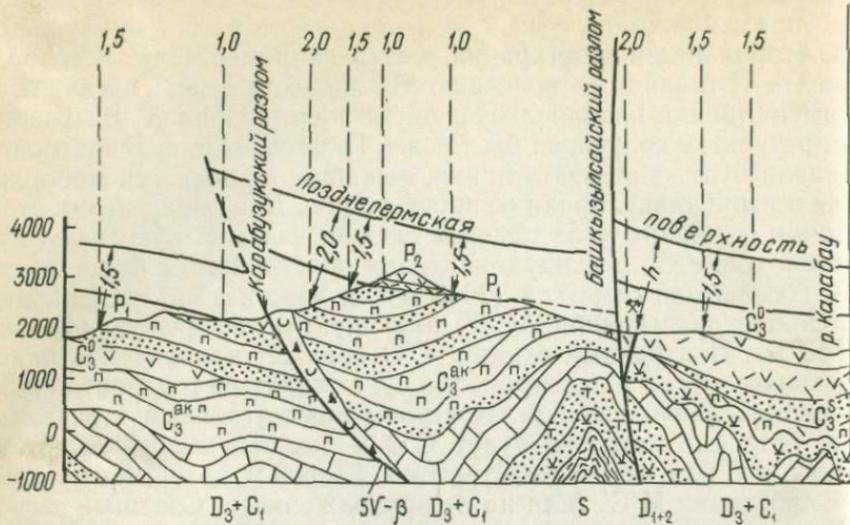


Рис. 19. Пример нахождения точек пересечения нулевой позднепермской поверхности и параллельных ей поверхностей (с интервалами в 500 м) с современным рельефом

чек на разрезах выписываем отметки глубин эрозии, соответствующие цифрам, указанным на шаблоне. Эти точки с их отметками переносились по линии разрезов на топографическую карту. Так как в пределах каждого разреза имелась серия точек с отметками глубин эрозии, а также необходимое количество элементов залегания элементарных моноклиналей, на которые была разбита нулевая поверхность, то нетрудно было построить положение отмеченных изогипс на современной дневной поверхности, изображенной на топографической карте (см. рис. 18). Для этого делались построения, аналогичные тем, которые производят геологи для определения положения моноклинально 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 изогипсой этой плоскости. В рассмотренном случае (см. рис. 18) одна из них А'Б' будет иметь абсолютную высоту 1500 м, а вторая М'О'—2000 м. Обе они представляют проекции этих простираций (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. 18). Очевидно, если бы мы захотели найти такие же расстояния («шаг») между горизонталиями рассматриваемой моноклинали с интервалом высот в 100 м, то должны разделить m на 5 частей: $m/5 = n$, где n будет уже «шагом»

при 100-метровой высоте между горизонталами (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 обоих этих поверхностях. Совершенно очевидно, что таким условиям будут удовлетворять точки пересечения горизонталей местности с горизонталами рассматриваемой моноклинали той же высоты (см. рис. 18). 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 величине 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 волн, 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.

Проведя эту кропотливую трудоемкую работу, требующую от исследователя хорошего пространственного представления и безусловного владения методами структурной геологии, мы получим карту эрозионных срезов (рис. 20), внешне сходную с геологической картой, где мощности пород лежащих согласно равны 500 м.

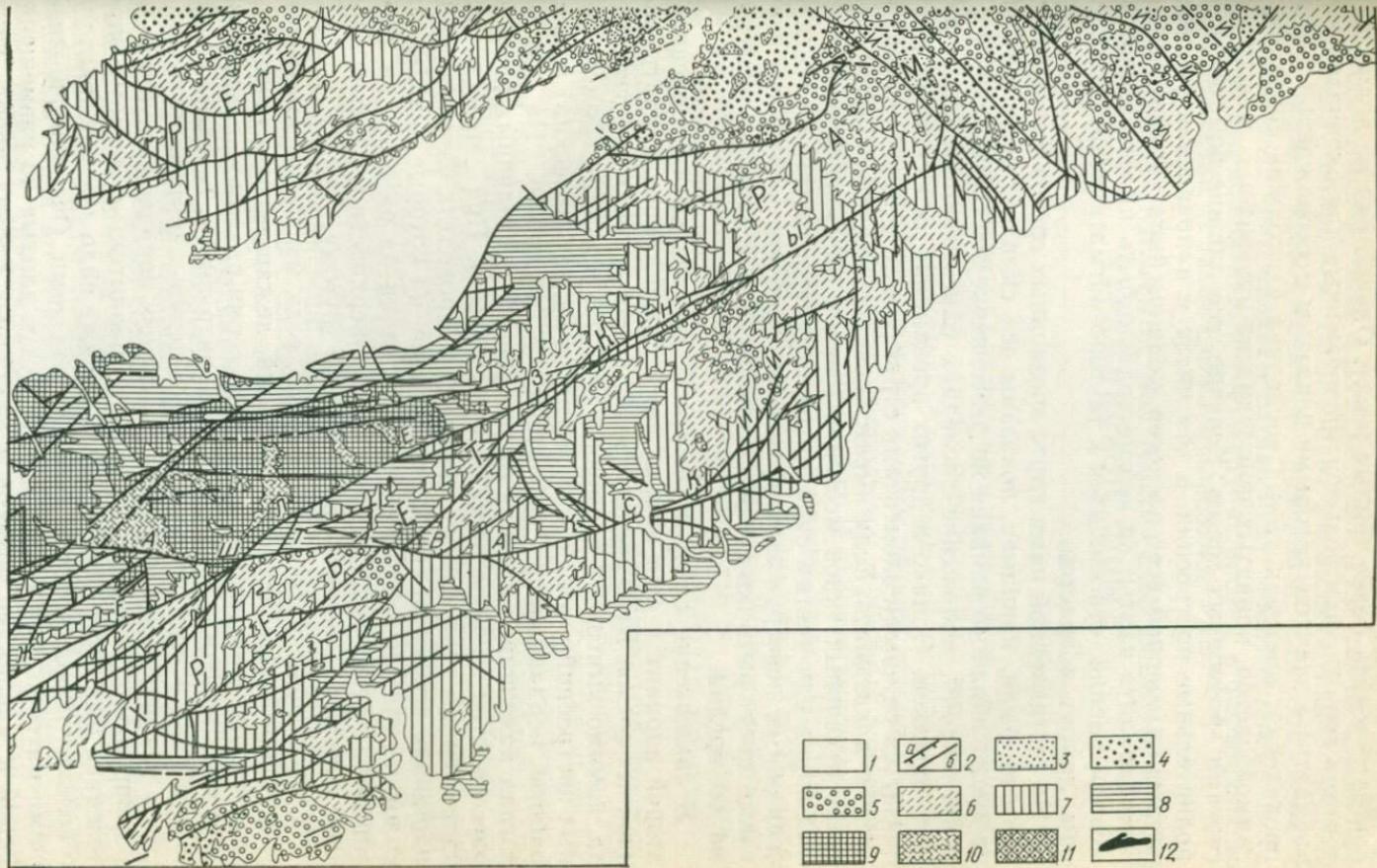
Выбрав легенду для закраски интервалов между изопипсами и нанеся все месторождения и рудопроявления (разбив их по значимости на мелкие, средние и крупные), указав формой значка тип минерализации (пегматитовые, скарновые, собственно гидротермальные и др.) и нанеся значками типы интрузивных пород в пределах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

В качестве частных рекомендаций следует сказать, что при выборе цветов для закраски интервалов эрозионных срезов следует придерживаться того же принципа, что и при закраске гео-



Рис. 20. Фрагмент карты эрозионных срезов Кураминской зоны [12].

1 — мезо-кайпозийский осадочный покров; 2 — разломы (*a* — альпийские, *b* — варисцийские); 3—12 — глубины послерудных эрозионных срезов (за нулевую принята позднепермская эрозионная поверхность): 3 — от 0 до 0,5 км, 4 — от 0,5 до 1,0 км, 5 — от 1,0 до 1,5 км, 6 — от 1,5 до 2,0 км, 7 — от 2,0 до 2,5 км, 8 — от 2,5 до 3,0 км, 9 — от 3,0 до 3,5 км, 10 — от 3,5 до 4,0 км, 11 — от 4,0 до 4,5 км, 12 — от 4,5 до 5,0 км



логической карты (более глубоким эрозионным срезам должны соответствовать более темные тона). Однако они не должны затенять горизонтали рельефа (разреженные для окончательного варианта) и значков, которыми показаны месторождения ирудопроявления; цветовая гамма последних не должна совпадать с гаммой цветов, принятых при закраске 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 чистового 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 ирудопроявлений; положение последних определяют разломы разных порядков. Однако в других провинциях оси складок 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 первый 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 возраст руд и 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, сделали 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 рудопроявлении 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. 21). 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 глинка 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) падают 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 по обе стороны от разломов.

Глубины формирования позднепермских интрузивов и связь с ними оруденения. Позднепермские интрузивы (5v), близкие по возрасту к рудным образованиям, занимают небольшую площадь зоны и образуют обычно серию мелких штоков, реже эллипсов 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

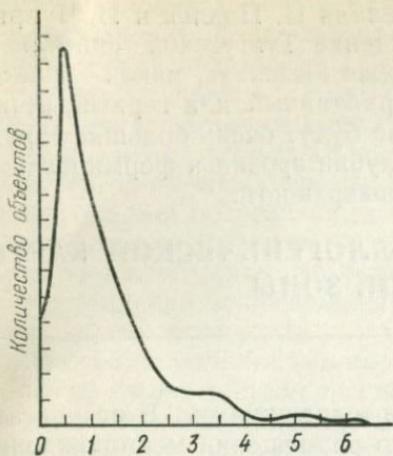


Рис. 21. Размещение эндогенных месторождений и рудопроявлений вблизи разломов II и III порядков. Место нуля указывает положение разлома

плекса (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 варисцийского комплекса формировались в пределах широкого интервала глубин — от почти самой поверхности (0,5 км) 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 порфировидных 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-Кардоши и другие исследователи.

Анализ размещения месторождений и рудопроявлений Кураминской 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 удалено 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

в пределах 0,5—3 км от нулевой, позднепермской поверхности и иногда отмечаются на глубине 4 км. Другие породы этого комплекса обнажаются в пределах следующих глубин эрозии (км): сиениты 1—2; сиенит-порфиры 0,5—2; граносиениты 1,5—3; габброзиениты 1—2; сиенит-порфиры 0,5—2; граносиениты 1,5—3; габброзиениты 1—2; сиенит-порфиры граниты Курусая 2,5—3. Дайки регионального распространения (фельзиты, фельзит-порфиры), сферолитпорфиры, кварцевые порфиры, диабазовые порфириты и др.), образующие мощные и протяженные дайковые пояса и изометрические 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 варисийского комплекса формировались в пределах широкого интервала глубин — от почти самой поверхности (0,5 км) 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 порфировидных структур и текстур, небольших контактовых ореолах у массивов, отсутствии пегматитов или пегматоидных пород и других признаков.

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 интрузивы. Вместе с тем отчетливо видно, что в районах, менее насыщенных интрузивами, обнаружено 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, субшелочного состава, неравномерно проникшие в многочисленные тектонические блоки этой зоны, так и металлоносные гидротермы, завершающие развитие этого бассейна. Как отмечалось ранее, некоторые безрудные жилы и жилы, содержащие акцессорное золото, 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 элементным составом рудных образований и кислым характером самой магмы.

Глубины распространения различных типов месторождений и рудопроявлений. Выяснение закономерностей распространения различных типов руд на глубину было осуществлено нами в два этапа. В первый — до 1960 г. была выполнена главная часть работ, т. е. создана карта эрозионных срезов (см. рис. 20) и выяснены ведущие закономерности размещения всех известных на то время 14 типов руд примерно на тысяче их объектов, т. е. на представительном статистическом материале. Все это было нами опубликовано [12, 13, и др.] и показано на графиках (рис. 22 и 23). Во второй, современный этап обобщений вошел 20-летний (1961—1980 гг.) материал поисковых и разведочных работ, в процессе которых количество рудных объектов по ряду металлов возросло в 4—5 раз (а по некоторым на порядок) и до 20 увеличилось число типов руд (см. табл. 3, где новыми являются 1, 11, 15, 16, 17, 19 типы). Это количественное изменение сопровождалось и качественными сдвигами в изученности рудной базы. Для сравнимости результатов обоих этапов исследований все расчеты и построения велись по одной методике, выработанной раньше, т. е. на базе карты эрозионных срезов, по которой подсчитывалось количество рудных объектов отдельно по типам руд, приходящихся на каждый 500-метровый интервал глубин эрозии позднепермской поверхности, существовавшей во время рудообразования. В целях установления надежности карты (см. рис. 20) и получаемых закономерностей первоначально был построен график размещения наиболее распро-

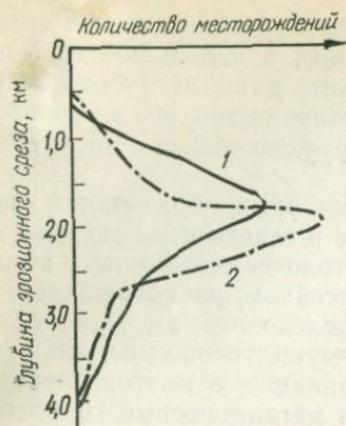
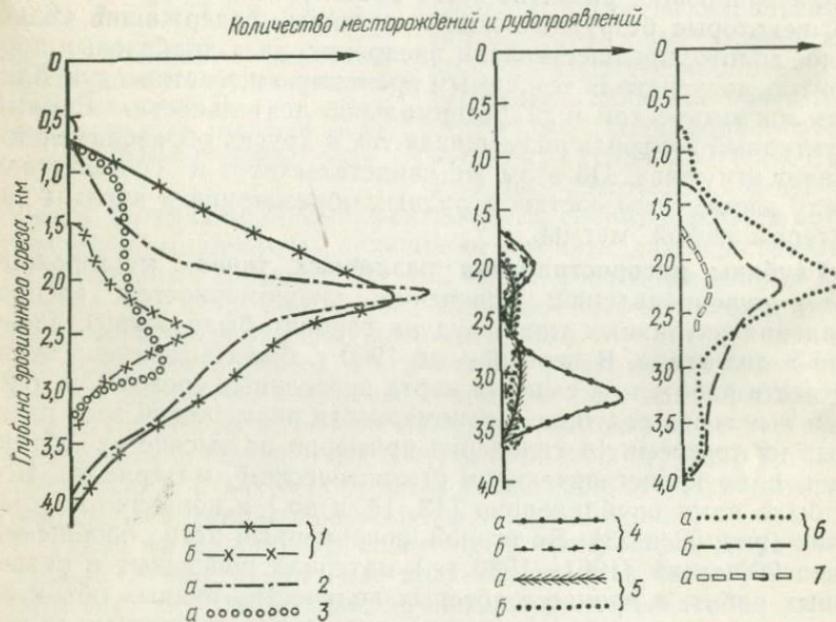


Рис. 22. Глубина распространения среднетемпературных полиметаллических (1) и медных (2) месторождений и рудопроявлений Кураминской зоны

Рис. 23. Глубины формирования эндогенных месторождений Кураминской зоны (а — гидротермальные, б — скарновые).

1 — свинцово-цинковые; 2 — медные; 3 — флюоритовые; 4 — молибденовые; 5 — вольфрамовые; 6 — железорудные; 7 — оловорудные



страненных, собственно гидротермальных, свинцово-цинковых и медных руд, в пределах тех планшетов, где сохранились позднепермские (кызылнуринские) эфузивы (см. рис. 22), и соответственно было меньше экстраполяций и допущений. Эти участки составили около 25% изученной площади и являлись эталонными. Второй график (см. рис. 23), куда вошли все объекты, те же руды оказались в пределах совершенно аналогичных глубин от 0,5 до 4,0—4,5 км, имея максимумы распространения для свинцово-цинковых руд от 1,8 до 2,4, при среднем значении 2,2 км (рис. 24). Несколько меньший разброс оказался у меди — 1,8—2,2, но в целом от среднего значения на всех трех диаграммах (см. рис. 22—24) был $\pm 0,2$ —0,25 км. Эта

дисперсия характеризует среднюю точность и надежность карты. В переводе на гидро- и литостатическую нагрузку эта ошибка соответственно составляет $\pm 0,25$ — $1,2$ атм, что пока точнее рассмотренных существующих на сегодня методов.

Прежде чем перейти к анализу рис. 22—24, во избежание повторений, мы отметим наиболее интересные данные в вопросах глубинности формирования руд в результате анализа материала, накопленного за последние 20 лет: 1) выявлено статистически значимое количество рудных объектов для таких металлов как олово, висмут и другие; одни из них образуют самостоятельные типы, другие являются спутниками различных типов руд (например, висмут), но развиты в пределах одинаковых интервалов глубин и имеют тот же вертикальный размах, что и основное оруденение; 2) показана возможность создания надежных минералогических шкал глубинности образования руд на основе изменения их состава и элементов-примесей в различных минералах с глубиной; 3) на основе нашей карты глубин послерудной эрозии Р. Юсуповым и др. [39] установлено поведение акцессорного золота и его пробности в массивах самых молодых гранитоидов (P_2), а также количественное и качественное изменение минерального состава акцессорной минерализации (уменьшение с глубиной содержаний Pb , Zn , Cu , Bi , Sn , Mo , W и рост Fe_3O_4), что имеет важнейшее значение для корреляции относительного возраста массивов, глубины их эрозионного среза и наведения «мостов» для связи рудной минерализации с интрузивами этого количества (5v); 4) подтверждены выводы о вертикальном размахе и глубинах формирования широко развитых медных, полиметаллических и других руд, о более перспективных глубинных уровнях их развития, о связи с разломами, и те практические рекомендации, которые вытекали из этих закономерностей (на чем подробно мы остановимся ниже).

Возвращаясь к анализу металлогенической специфики Кураминской зоны (см. рис. 22—24), следует заметить, что, несмотря на существенный рост числа рудопроявлений олова, по совокупности известных данных эту зону нельзя рассматривать как оловоносную провинцию и возлагать большие надежды на нахождение промышленных объектов. Она практически лишена и ртутной минерализации, хотя есть немногочисленные сурьмяные объекты, заслуживающие внимания, и имеются перспективы находок новых. Это свидетельствует о независимом поведении Hg и Sb . Практически не возросло число скарновых железорудных рудопроявлений и нет никаких перспектив на появление промышленных объектов. Несколько возросло количество скарновых и жильных молибден-вольфрамовых объектов. Анализируя рис. 23 и 24, отражающие соответственно состояние на 1960 и на 1980 г., можно прийти к следующим выводам.

1. В интервале глубин от 0 до 0,5 км ни прежде, ни теперь

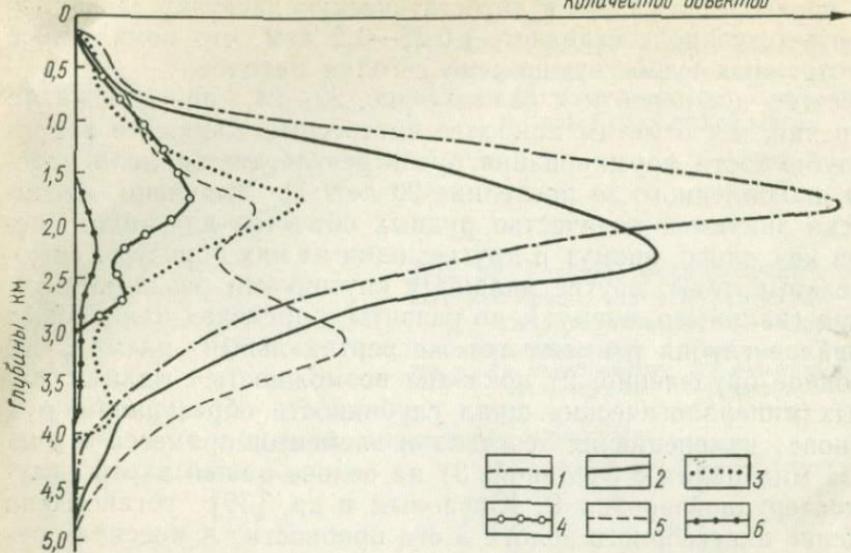


Рис. 24. Глубины образования эндогенных гидротермальных месторождений и рудопроявлений Кураминской зоны по современным данным.
 1 — медные; 2 — свинцово-цинковые; 3 — висмутовые; 4 — оловорудные; 5 — флюоритовые;
 6 — вольфрам-молибденовые

не установлено ни одного рудопроявления. Это глубины скрытой «слепой» минерализации и первичных геохимических эндогенных ореолов. Учитывая резкий рост числа различных типов руд в интервале глубин от 0,5 до 1,0 км и среднюю точность карты ($\pm 0,25$ км), нами в интервале 0—0,5 км на рис. 24 показаны интерполяция этих данных и некоторая вероятность находок самых верхов руд этих типов и их ореолов.

2. В интервале глубин от 0,5 до 1,5 км развито подавляющее большинство гидротермальных типов руд, указанных в табл. 3, за исключением скарновых с железом, полиметаллами (наложенными на скарны) и молибден-вольфрамовых руд всех типов; для них это интервал скрытых «слепых» руд.

3. Подавляющее большинство руд формируются в диапазоне от 0,5 до 4,0—4,5 км. Единичные мелкие рудопроявления ($Pb + Zn$, Cu, Mo, W, CaF) встречаются глубже, т. е. и в пределах 4,5—5,0 км, чем непринципиально отличаются графики рис. 23 от рис. 24. Кварц-кассiterитовые, иногда с шеелитом руды образуются в пределах от 0,5 до 3,0 км, что совпадает с таким же диапазоном их глубин на СВ Сибири.

4. Глубины ниже 4,5 км практически для всех типов руд не перспективны для поисков.

5. Максимумы развития руд Sn, Bi, Cu приходятся на 1,8 км, а Pb—Zn, Mo—W и FeO—на глубины 2,2 км. Два небольших максимума имеет кривая для флюорита на глубинах 1,8 и 3,2 км с пологим минимумом около 2,2 км. Возможные причины этого мы рассмотрим позже.

6. Диапазоны глубин низко-, средне- и высокотемпературных руд перекрывают друг друга и не выходят за пределы 0,5—5,0 км, а по вертикальному размаху низко- и среднетемпературные руды часто превосходят высокотемпературные. Максимумы развития всех руд обычно располагаются в пределах 1,8—2,2 км.

Все эти фактические данные не совместимы с концепцией В. Эммонса и его последователей о зональной смене одних руд другими, образующихся из единого потока гидротерм, и полностью соответствуют их соотношениям в натуре и прерывистому (стадийному) процессу рудообразования.

7. Результаты поисковых, разведочных и эксплуатационных работ за прошедшее двадцатилетие в Кураминской зоне подтвердили и увеличили достоверность прежних выводов и практических рекомендаций, основанных на учете перечисленных выше данных о глубинности развития различных типов руд и геологоструктурных условий их локализации. Территории, которые не были в свое время рекомендованы для поисков тех или иных типов руд, по совокупности всех данных, и в первую очередь по глубинам послерудной эрозии, и на сегодня остаются неперспективными для поисков.

8. Карта эрозионных срезов явила главной основой металлогенической карты нового типа. Достоинство карты глубин эрозии стало еще более очевидным, поскольку она дала возможность не только выявить перечисленные выше закономерности и обосновать прогнозы по поискам новых рудных объектов, но и позволила немедленно оценивать возможные перспективы распространения обнаруженных руд на глубину, а в ряде случаев и рассчитать примерные объемы размытых пород, которые были поставщиком материала для создания россыпей. Она также может служить мерной шкалой для создания минералогических критериев глубинности образования разных типов руд на основе изменения количественного и качественного состава минералов и примесей в них. Эта важная сторона исследований, имеющая не только указанное значение, пока остается задачей будущего, и в этом направлении, к сожалению, сделаны только первые шаги. Важность этих работ и в том, что не во всех рудоносных районах возможно построение подобной карты; косвенным же путем, изучив состав руд, можно дать ориентировочную оценку глубин эрозии конкретных участков или тектонических блоков, содержащих эту минерализацию.

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 последователей 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 позволят 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 сместь, 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-литостатические (геостатические) давления, а также температуры, обвязанные 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 элементов, условия отделения рудоносных растворов и др.); 3) роль воды в различных процессах (образование магм, метаморфизм пород, рудообразование) и ее распределение в разных частях коры, а также CO_2 , F, Cl, S и других минерализаторов; 4) условия, причины и динамика движения гидротермальных растворов; 5) геотермический градиент (его влияние на глубину образования руд и пород); 6) температура растворов (ее роль в образовании и устойчивости 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 и основа 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) и другие.

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 тектоникой, является образование в пределах земной коры гранитоидной магмы. Ее появление и связанные с ней процессы ассимиляции, дифференциации, метаморфизма окружающих пород, гидротермальной деятельности, а также проявления эфузивного и интрузивного магматизма стали важными элементами в создании верхней части земной коры и формировании эндогенных месторождений.

Строение коры и верхней мантии (рис. 25) является предметом широких международных исследований. Не пересказывая известные данные, мы намерены лишь подчеркнуть некоторые важные особенности коры и мантии: 1) разнообразный состав и невыдержаные 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

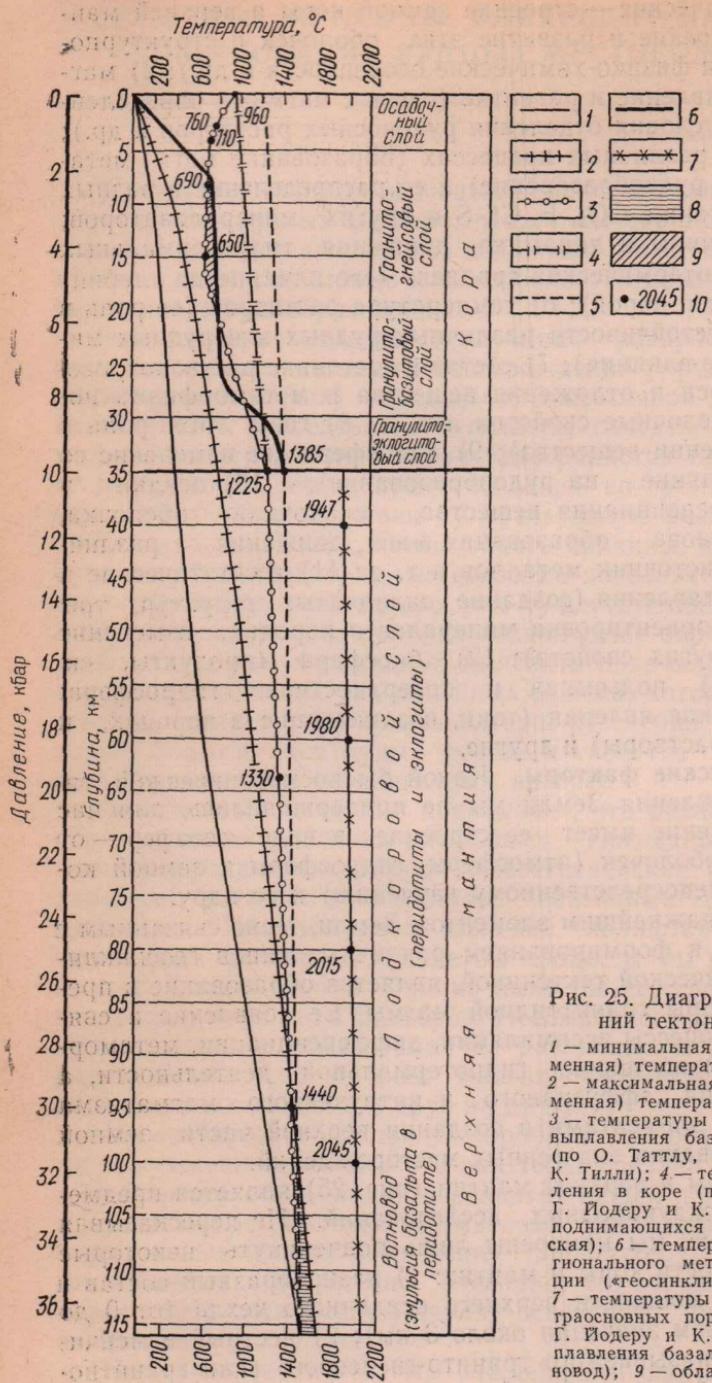


Рис. 25. Диаграмма тепловых состояний тектоносферы материков.

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. Татту, Н. Боузну, Г. Иодеру и К. Тилли); 4 — температуры «сухого» плавления в коре (по О. Татту, Н. Боузну, Г. Иодеру и К. Тилли); 5 — температуры поднимающихся астенолитов (адиабатическая); 6 — температура в коре в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации («геосинклинальная» температура); 7 — температуры полного плавления ультраоснововых пород верхней мантии (по Г. Иодеру и К. Тилли); 8 — область выплавления базальта из перидотитов (волнистов); 9 — область гранитизации; 10 — температура, °С

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 зонах; 4) известный возраст пород, слагающих кору, обычно не выше более 3,5—4,0 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). 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.

Напомнив 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 еще в 1937 г. обратил внимание С. Смирнов, рассматривая металлогенические 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 Курминской и соседних с ней Фергано-Кокшаальской и Чаткало-Нарынской зон. многими исследователями установлена генетическая и парагенетическая связь полезных ископаемых с определенными типами 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 вопросов о физико-механических свойствах этой среды и их изменениях. Прежде всего всеми исследовате-

Таблица 4

Прочность, температура плавления пород и возможные колебания общего давления на разных глубинах* (по Р. Аффену и А. Жессопу с поправками автора)

Глубина, км	$t, ^\circ\text{C}$	Гранит			Базальт			Дунит	
		S	P	$t_m, ^\circ\text{C}^{**}$	S	P	$t_m, ^\circ\text{C}$	$t_m, ^\circ\text{C}$	Примечание
0	0	1,5	0 $\frac{+2,0}{-0,2}$	600 $\frac{+40}{-4}$	2,0	0 $\frac{+2,7}{-0,27}$	1000 $\frac{+27}{-2,7}$	1890 $\frac{+13}{-1,3}$	
5	200	5,95	1,3 $\frac{+7,9}{-0,79}$	624 $\frac{+150}{-15}$	8,0	1,3 $\frac{+10,7}{-1,07}$	1013 $\frac{+107}{-10,7}$	1896 $\frac{+54}{-5,4}$	
10	350	7,05	2,7 $\frac{+9,4}{-0,94}$	654 $\frac{+190}{-19}$	9,15	2,7 $\frac{+12,2}{-1,22}$	1027 $\frac{+122}{-12,2}$	1903 $\frac{+61}{-6,1}$	
20	550	7,35	5,5 $\frac{+9,8}{-0,98}$	710 $\frac{+200}{-20}$	10,15	5,5 $\frac{+13,5}{-1,35}$	1055 $\frac{+135}{-13,5}$	1917 $\frac{+67}{-6,7}$	Значения S и P те же, что и у базальтов
30	700	6,6	8,4 $\frac{+8,8}{-0,88}$	768 $\frac{+180}{-18}$	10,6	8,4 $\frac{+14,1}{-1,41}$	1084 $\frac{+141}{-14,1}$	1932 $\frac{+70}{-7,0}$	
40	850	4,8	11,5 $\frac{+6,4}{-0,64}$	830 $\frac{+130}{-13}$	10,15	11,5 $\frac{+13,5}{-1,35}$	1115 $\frac{+135}{-13,5}$	1947 $\frac{+67}{-6,7}$	

50	980	2,6	14,7 $\frac{+3,5}{-0,35}$	900 $\frac{+70}{-7}$	9,9	14,7 $\frac{+13,2}{-1,32}$	1150 $\frac{+132}{-13,2}$	1965 $\frac{+66}{-6,6}$
60	1100	0	18,0 ± 0	960 ± 0	9,55	18,0 $\frac{+12,75}{-1,28}$	1180 $\frac{+128}{-12,8}$	1980 $\frac{+64}{-6,4}$
80	1300	0	25,0 ± 0	1100 ± 0	8,2	25,0 $\frac{+10,9}{-1,09}$	1150 $\frac{+109}{-10,9}$	2015 $\frac{+54}{-5,4}$
100	1500	0	31,0 ± 0	1200 ± 0	6,3	31,0 $\frac{+8,4}{-0,84}$	1310 $\frac{+84}{-8,4}$	2045 $\frac{+42}{-4,2}$
200	1950	0	65,0 ± 0	1900 ± 0	0	65,0 ± 0	1650 ± 0	2215 ± 0
400	2400	0	141,0 ± 0	3420 ± 0	0	141,0 ± 0	2410 ± 0	2295 ± 0

t — температура окружающей среды; S — максимальное касательное напряжение; P — литостатическое давление и его колебания при сжатии (+) и растяжении (-); t_m — температура плавления пород на данной глубине и ее колебания под действием давления.

Значения S и P даны в $\text{n}\cdot100 \text{ МПа}$.

* Исходя из принятой в настоящее время модели земной коры, литостатическое давление пород по гранитам может определяться только до глубины их распространения, ниже она должна рассчитываться по базальтам и дунитам.

** Температуры плавления пород явно занижены (см. рис. 25).

лями отмечается общее выравнивание физико-механических свойств горных пород с глубиной. Если в близповерхностных частях коры наблюдается значительная изменчивость скоростей прохождения продольных волн, сильно зависящих от пористости пород, то, как отмечает Ф. Берч, уже при давлении в 1000 бар скорости выравниваются, так как пористость пород становится близкой к нулю. 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 прочность самих пород. Приближенные расчеты плотности их были сделаны Ф. Берчем, а затем несколько позже Р. Аффеном и А. Жессопом, использовавшими данные С. Мацушимы.

При этом Р. Аффен и А. Жессоп считали, что величины литостатического давления при растяжении и сжатии равны между собой. Однако, как указал А. Пэк [30], 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. Жессопа, принято, что литостатическое давление при растяжении равно 1/10 величины сжатия и соответственно этому внесены поправки в температуру плавления пород. Давление при сжатии нами определялось по формуле

$$P = \int_0^h \rho g h, \quad (4)$$

где ρ — плотность пород; g — сила тяжести; h — высота колонны пород.

Для примерных расчетов плотность обычно берут равной 2,7 г/см³ для коры, 2,9 для базальтового слоя и 3,27 г/см³ 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—60 км и глубже невозможно сколько-нибудь длительное существование разломов без частого возобновления движений в их плоскостях. Так, например, А. Полдерваарт 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—60 км размещается подавляющее большинство очагов землетрясений,

и лишь незначительное число глубокофокусных землетрясений достигает глубин 700 км. Это тоже свидетельствует о невозможности сохранения глубинных разломов до глубин в 50—60 км и быстром их заплывании и исчезновении (т. е. релаксации) — внизу. Еще ранее Ф. Адамс (1912 г.) и П. Бриджмен (1918 г.) показали, что уже к глубинам в 12 км трещиноватость стремится к нулю и совершенно исчезает к 20—21 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—12 км) преимущественно медленная фильтрация колонн растворов и газов через слабо пористые 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, уже невозможно существование воды в жидким 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 опускания пород в зоны с возрастающим метаморфизмом резкое падение содержания воды (от 4 вес. % в филлитах до тысячных долей процента в эклогитах). Обобщение данных различных исследователей, проведенное В. Белоусовым в 1966 г., показало, что образование гранитов будет происходить на глубинах 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 разрывные структуры, возникшие за счет перерастания в них поперечных складок, в ядрах которых возникают особенно мощные брекчи, облекающие их ядра. Второе место по напряженности составляют складки скольжения с изгибом, среди которых следует отметить изоклинальные, опрокинутые или лежачие складки и складки с пережатыми ядрами (редки), а также обычные (с менее сжатыми крыльями) линейные геосинклинальные складки. Менее распространены складки скальвания. Наиболее низкую напряженность пликативных деформаций имеет брахиальная складчатость, характерная только для верх-

ней, самой молодой части отложений, завершивших геосинклинальное развитие.

Первые два типа 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. 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 [14].

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 многими исследователями. Такая вертикальная зональность складчатости находится в полном согласии с увеличением на глубину пластических и уменьшением 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 складчатым. 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 независимы, наложены 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 очагам 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 геологопоисковых, разведочных и эксплуатационных работ. Все-сторонние геологические исследования и экспериментальные данные позволяют выяснить особенности этих связей, характер процессов, протекающих в различных геологических условиях. 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 — с кислыми гранитоидными магмами, заставляет нас кратко остановиться 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. Наиболее полный обзор этой проблемы дан М. Романовой [32]. Несостоятельность первой точки зрения (образование гранитоидов из единой основной магмы) особенно ярко показали Ф. Левинсон-Лессинг, а также В. Лодочников. 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 различные гравитационно-кристаллизационные гипотезы не в состоянии решить этих противоречий.

Бифилетическая гипотеза исходит из самостоятельного существования двух родоначальных магм — кислой и основной. Все разнообразие пород объясняется взаимодействием (сплавлением) этих магм между собой (синтетически-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 ассиляции. 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. Эта и другие проблемы в указанных гипотезах не находили удовлетворительного решения.

Наряду с отмеченными взглядами и взамен их возникли идеи палингенного образования гранитоидов — ультраметаморфизма, магматического замещения и гранитизации различных пород осадочной оболочки земной коры. В этом отношении большая заслуга принадлежит Н. Фроловой, 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. Шейнманна, опубликованной в 1963 г. Он убедительно парировал возражения Е. Лютиха 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, 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 эфузивно-осадочных пород, в разной степени метаморфизованных, и менее интрузивных пород разного (в основном кислого) состава.

Приведенные данные позволяют сделать нам ряд выводов:
а) гранитоиды появились в результате ультраметаморфизма осадочных и эфузивно-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, имеющие 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 либо 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, наконец, возникнуть на месте в результате метасоматоза или гранитизации вмещающих пород. Между тем, это имеет важное значение для выяснения причин зонального размещения месторождений. Мы считаем справедливым хорошо известное мнение С. Смирнова 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 тектономагматического комплекса, что и рудные месторождения, являются для руд обычными вмещающими породами и, как показано нами, имеют широкий диапазон глубин образования.

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 образования будут определять запасы и особенности отделения гидротерм. Попытаемся очень коротко рассмотреть эти условия.

Большое значение воде в образовании магм придавал В. Лодочников, считая ее петрогенным компонентом, подчеркивая, что, согласно закону Рауля, присутствие воды в магме должно приводить к уменьшению температуры ее плавления. Эти взгляды особенно современны теперь. Роль воды в магме рассмотрел Дж. Кеннеди. Исходя из экспериментальных данных, он анализирует распределение воды в вертикальной колонне расплава (штоках или батолитах) глубиной в несколько миль. При этом берутся вероятные условия, когда магма достаточно длительное время находится в коре и в ней достигается диффузное 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 (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.), содержание H_2O 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 большое значение имеет давление.

Увеличение содержания воды, как показали О. Таттл и Н. Боуэн в 1958 г., 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 $1000^\circ C$ 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 следует, что магматическая камера может быть насыщена водяным паром в самой верхней своей части.

Таблица 5
Распределение содержаний воды в колонне гранитоидного расплава (по Дж. Кеннеди)

Глубина, км	Давление, МПа	Температура плавления гранитов, $^\circ C$	Содержание воды, вес. %
1,8	50	760	9,0
7,5	200	690	7,4
11,0	300	660	3,5
15,0	300	650	2,0

Если попытаться рассмотреть возможное равновесное содержание воды на горизонте равного давления, то к краям (к контактам) участки магмы должны быть более обогащены водой, чем ее центральные части (при наличии температурного градиента на этом интервале). Поскольку вопросы термо-

динамики 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 и развит Дж. Ферхугеном для альбитового расплава (рис. 26), который близок к гранитоидному. Из диаграммы видно, что при равенстве парциального давления воды в расплаве с внешним давлением будет достигнуто ее равновесие с расплавом. На рис. 26 видна общая тенденция к увеличению равновесного содержания воды с глубиной в связи с ростом давления на магму; это же отмечают Н. Хитаров и др. 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 распределением 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 сохраняться 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, 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 полагает возможным выборочное плавление при высоком геотермическом градиенте и больших тектонических напряжениях на несколько больших глубинах, и, наконец, Н. Хитаров и др. допускают такую возможность до глубин в 35—50 км, т. е. до самых низов земной коры.

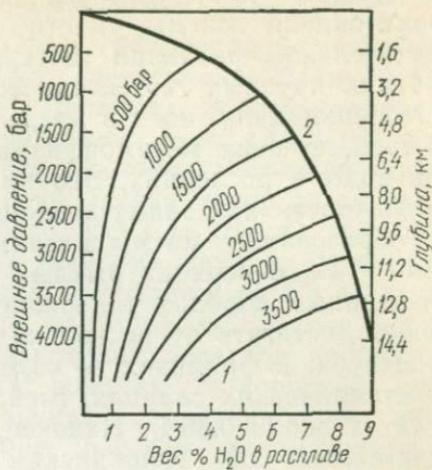


Рис. 26. Равновесное распределение воды в альбитовом расплаве, находящемся в гравитационном поле Земли (по Дж. Ферхугену).

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

Помимо отмеченных условий и возможностей образования гранитоидной магмы, уместно 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 для выяснения 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 предполагаемые 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). Вмещающими 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 недонасыщенной водой. Поэтому если к месту ее образования будут поступать предполагаемые водные «сквозьмагматические» растворы, они будут освоены ею.

Кроме того, на этих глубинах, где практически 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 несколько увеличить ее запасы лишь в эндоконтактовых зонах.

Таким образом, нет оснований полагаться на гранитоидные магмы, возникшие на больших глубинах, как на источники 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 (3—2 геологических периода) могут накопиться многокилометровые толщи водообильных осадочных отложений (среди которых на долю глинистых пород приходится около 80%), а также эфузивных и пирокластических пород. Максимальная их мощность не превышает 15 км, в среднем она колеблется от 1,5 до 4 км. Как было нами отмечено раньше, в глинистых осадках содержание воды может достигать нескольких десятков процентов, несколько меньше ее в других породах. В короткий срок (100—150 тыс. лет) рыхлосвязанная гравитационная вода покинет осадок, частично пополнит бассейн седиментации и частично запасы подземных вод. Однако в породах останутся значительные запасы вод, которые, по расчетам Ю. Мухина [17], способны сохраняться 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 — по В. Белоусову, в 2—5 раз выше современного, в процессе прогибания осадков будет происходить их прогрев. По расчетам Дж. Ферхугена, 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°C и при давлении на этой глубине около 200 МПа.

Известные нам данные по палеозойским геосинклинальным зонам позволяют прийти к выводу, что интенсивный региональный метаморфизм, связанный с гранитизацией пород и формированием крупных батолитовых интрузивов, как правило,

приурочен к главной фазе складчатости, следующей за наиболее интересным прогибанием, накоплением мощных осадочных и эфузивно-осадочных толщ и инверсий.

По Дж. Ферхугену теплота, обязанная динамическим явлениям (стрессу), — не главная причина метаморфизма. Известняки Золенгофена, будучи сокращены на 20% при 11000 МПа, 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 метаморфизующих 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, отголоски 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 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 воды в силу стремления более холодных водных масс двигаться в сторону нагретого пространства. По этому расчету магма явится своеобразным лифтом для воды, способствующим смыканию 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.

Кроме воды, роль которой наибольшая, другим важным компонентом является углекислота. Как показали экспериментальные исследования А. Кадика и др. [8], растворимость CO_2 в гранитном и базальтовом расплаве примерно одинакова и много ниже растворимости воды, вне зависимости есть она или нет. С увеличением парциального давления CO_2 ее растворо-

римость увеличивается незначительно. Экстраполяция данных при условии, что $P_{CO_2} = P_{\text{общ}}$ дает для них значения 0,2—0,3 вес. % при общем давлении в 100 МПа=const и 0,5—0,6 вес. % при постоянном давлении в 300 МПа. В целом растворимость CO_2 в магмах на порядок ниже растворимости воды и составляет 0,6—1,0 вес. % при давлениях в 3,0—0,5 ГПа, тогда как содержания H_2O в этих условиях могут достигать 6—8 вес. %. Как указывают эти исследователи [8], данные Р. Хилла и А. Берча показали, что при давлении выше 1,5 ГПа присутствие CO_2 в водной паровой фазе не вызывает повышения температуры плавления базальта, т. е. CO_2 видимо ее понижает почти в такой же степени, как и вода. В других экспериментах А. Кадик и Д. Эггер [8] показали, что значительное разделение воды и углекислоты при дегазации кислого кристаллизующегося расплава происходит только при давлении 0,5 ГПа и температуре выше 850°C. Здесь в образованной паровой фазе будет высокая концентрация H_2O , а при давлении выше 0,5 ГПа будет высокая концентрация CO_2 . Значение этого явления в том, что пар, содержащий CO_2 и H_2O в равновесии с расплавом, растворяет меньшее количество щелочей относительно кремния и алюминия, чем водная паровая фаза. Эта картина отражает обогащенность нижних частей коры CO_2 , по сравнению с остальной ее частью. Состав включений в минералах гранулитовой фазы метаморфизма подтверждает эту гипотезу.

При частичном плавлении верхней мантии магма, проникающая вверх, должна быть резко обогащена CO_2 ; достигнув низов коры, при дегазации она должна потерять этот флюид, а в верхних частях коры выделять паровую фазу, обогащенную водой.

Разбирая этот же вопрос, Б. Мисен [43] отмечает, что растворимость H_2O зависит от состава расплава, деполимеризует его и снижает вязкость, в то время как CO_2 увеличивает его полимеризацию и вязкость; соответственно этому изменяются и минералы ликвидуса. При давлениях ≤ 2 ГПа CO_2 уходит в паровую фазу, а при больших давлениях стабилизируется в карбонатах. Увеличение доли CO_2 в вулканическом очаге может привести к смене состава магмы от толеитовой к нефелинитовой (как, например, на Гавайских островах).

Д. Рябчиков [7] отмечает, что самые первые порции флюида, отделяющиеся от магмы, должны быть резко обогащены CO_2 , так как его растворимость в ней на порядок ниже H_2O , а в ходе прогрессирующей кристаллизации магмы мольная доля CO_2 во флюиде непрерывно уменьшается вследствие перехода воды из расплава в надкритический пар. Растворимость хлоридов также ниже H_2O , и они составляют несколько мольных процентов от общей суммы летучих. На определенной стадии их отделения от магмы, даже с нормальным содер-

жанием галогенов, могут возникнуть водно-хлоридные флюиды; к концу процесса их содержание в дистилляте падает.

Фтор, в отличие от хлора, удерживается силикатным расплавом, и его меньше входит во флюид и кристаллизующиеся минералы, и лишь к концу кристаллизации его доля повышается на порядок против кларка. На позднемагматической стадии фтор образует собственные минералы (топаз), а к концу его концентрация возрастает еще на порядок (до $n \cdot 10^{-1}$ против кларка ($n \cdot 10^{-3}$), а отношение Cl/F должно резко падать. Рудные компоненты могут выноситься из магмы в виде С, F, гидрокарбонатных и гидросульфидных соединений, а также в форме простых ионов. При высоких температурах, приближающихся к параметрам магмы, где существует надкритическое состояние растворов, набор руд с анионогенными компонентами становится более ограниченным, а смешение H_2O и CO_2 в надкритическом флюиде (выше 600°C) подчиняется законам идеальных газов, поэтому взаимодействие молекул H_2O и CO_2 ничтожно. Разбирая далее экспериментальные данные, Д. Рябчиков указывает, что бикарбонатные ионы начинают преобладать над CO_2 (в отношении HCO_3/CO_2) ниже 200°C. Аналогичные результаты дают и соотношения HS/H_2S в водных растворах с той же минерализацией. H_2S является ведущей формой двухвалентной серы вплоть до 200°C, и лишь при дальнейшем охлаждении системы появляются заметные фазы гидросульфид-ионов.

В заключение Д. Рябчиков приходит к выводу о том, что количество руд, переходящих в водный флюид, после окончания кристаллизации гранитных plutонов объемом в 100 км³ может быть сравнимо с запасами крупных месторождений, и для реализации этого достаточно иметь plutоны с кларковыми содержаниями таких халькофилов как Pb, Zn и, видимо, некоторых других. Для мобилизации олова и других фторофильных металлов необходимо предварительное обогащение ими магм.

При параметрах системы близкой к магматической, решающая роль в экстрагировании и переносе руд принадлежит галлоидным соединениям, а не гидрокарбонатным или гидросульфидным комплексам.

Характер отделения гидротерм из магмы от спокойного до бурного их выделения рассмотрен В. Николаевым [21]. А. Пэк [30], 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 фильтрпрессинга (т. е. выжимания гидротерм из пор).

Изложенные выше данные привели нас к выводу, что гранитоиды способны выделить достаточно большие количества гидротермальных растворов, могут сформироваться лишь на

глубинах от 5 до 15 км. Поскольку рудообразование, включая пегматиты, может происходить только в самых верхних частях таких бассейнов, мы, допуская, что они в состоянии кристаллизоваться на месте без внедрения, определяем максимальный уровень глубин, до которых способны распространяться месторождения и 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 этих флюидов приложимы законы газовой динамики. То же будет относиться и к расплавам содержащим воду.

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 достаточно развита трещиноватость пород, но уже будет довольно низкая пористость из-за уплотнения осадков. Для обычных градиентов (около 30—35 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 миграции 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 являются 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:

$$Q = \frac{K}{u} \cdot \frac{dP}{dx}, \quad (5)$$

где Q — расход раствора на единицу площади; K — проницаемость породы (в миллидарси); μ — вязкость раствора; $\frac{dP}{dx}$ — градиент давления, обуславливающий фильтрацию, $\text{г}/\text{см}^3$.

$$K = \frac{\pi n d^4}{128}, \quad (6)$$

где n — количество пор на единицу площади; d — средний диаметр пор.

Из формулы (6) видно, что скорость фильтрации возрастает в четвертой степени от роста диаметра пор.

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

$$V = \frac{2\rho r^2}{\mu g} \cdot \frac{1}{\alpha} (P_p - P_\Phi), \quad (7)$$

где V — скорость всплытия газового пузыря; ρ — плотность пузырьков газа; 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 (7), 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 геологами, поскольку их важность очевидна. В. Линдгрен считал, что «движущей силой могло служить беспрерывное 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 придает давлению пара решающее значение как силе, не только 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 кан-

лов скорость и направление этого движения (т. е. вектор движения). Это важное положение отчетливо звучит у К. Росса, 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. 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; т. е. он предлагает устойчивый постоянно действующий механизм движения, независимый от случайных факторов.

А. Бетехтин, подвергая неоправданно суровой критике изложенные представления, писал в 1957 г., 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 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, проявляющихся в момент возникновения трещинных полостей. В глубинных же условиях, особенно для трещин, возникающих в материнских интрузивных массивах, в которых, по А. Бетехтину, 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 про-

странство (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, 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 необходимо длительное просачивание 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 proximity 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 и 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 они подробно разобраны А. Пэком [30]. 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

на — 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 оставающих 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 эфузивно-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 200 МПа, а температура может достигать 600°C (при геотермическом градиенте 75—85 град/км), плотность флюида составит 0,6 кГ/см². Соответственно градиент давлений будет равен разности плотностей гранитоидов и флюида, т. е. 2,7—0,6 = 2,1 кГ/см². 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 две константы. Плотность воды изменяется слабо до критических давлений (22,5 МПа) и быстро — выше этих давлений. При изобарических давлениях, например 200 МПа, в интервале температур от 0 до 350°C она меняется от 0,001 до 0,5 г/см³. 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.

Максимальная скорость течения флюида (при давлении 200 МПа и температуре 600°C и соответствующей этим условиям вязкости $\mu = 7 \cdot 10 \text{ кГ} \cdot \text{с}/\text{см}^2$) равна скорости диффузии $V = 10 \text{ см}/1000 \text{ лет}$ ($K = 0,0001 \text{ мД}$) и соответственно 100 м за 1 млн. лет, что, по представлениям Г. Йодера, является предельной величиной зоны контактowego 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 (равная 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 200 МПа, 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 пузырь с $r = 1 \text{ мм}$ 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, 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 пары, на малых глубинах при возникновении из-

быточной 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 отжатие 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 тектономагматический 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 — позднекарбоновый (донижнепермский) и позднепермский. 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, позднепермский тектономагматический 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 поднимавшимися вверх газами под действием силы тяжести пород, при выжима-

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

ния 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 др.

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 химическим составом и 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 1/4 составляют эфузивы. Поэтому глинистые и песчано-глинистые отложения подвергались всестороннему изучению. Сводку по интересующим нас вопросам опубликовал Ю. Мухин [17]. 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 породу покинет захоронен-

ная 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 средняя плотность осадочных пород в состоянии естественной влажности закономерно возрастает с глубиной. Вблизи земной поверхности она равна 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 плотности 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 Майлису (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 36 МПа, т. е. на 10 МПа превышает гидростатическое, свойственное для этих глубин, и составляет 74% геостатического давления. Аналогичная картина отмечалась в Туркмении, Пакистане и 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 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 [17], 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 исследова-

телей 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 [17] 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, и их межплоскостные пространства и т. д.

В двух последних зонах, граница между которыми 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.

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 растворов с ростом температур (табл. 6) и давления вышележащей колонны растворов (увеличение давления на 0,1 МПа ведет к возрастанию плотности растворов на $2,7 \cdot 10^{-5} \div 5 \cdot 10^{-5}$ г/см³).

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°C, однако уменьшение гидростатического давления раствора (чистой воды) на

Таблица 6

Изменение плотности ($\text{г}/\text{см}^3$) чистой и минерализованной воды
в зависимости от температуры (по С. Н. Ванкову и Ю. В. Мухину)

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Чистая вода	Минерализованная вода	Отклонения, %
4	1,0000	1,1000	0,00
50	0,9881	1,0869	1,19
110	0,9510	1,0462	4,90
170	0,8971	0,9870	10,29
210	0,8500	0,9350	15,00
280	0,7500	0,8250	25,00
300	0,7000	0,7700	30,00
320	0,6600	0,7260	34,00

Таблица 7

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

Интервалы глубин, м	Температура в конце интервала, $^{\circ}\text{C}$	Гидростатическое давление чистой воды, 10^{-1} МПа			Отклонение значений в графе 5 от значений в графе 3		Отклонение значений в графе 5 от значений в графе 4	
		без поправок	с поправкой на температуру	с поправками на температуру и давление колонны 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

глубине, соответствующей этой температуре при градиенте 35 град/км, почти полностью компенсируется давлением вышележащей 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 0,1 МПа. Для более точных расчетов (хотя добиться высокой точности трудно вследствие невозможности подсчета потерь напора поднимающихся вод, из-за сложного неизмененного 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 раст-

воров 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 [17] 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 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 образования руд с ярко выраженной зональностью.

4. Наличие на глубинах давлений, превышающих гидростатические, позволит образоваться 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 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. 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 на отдельных участках ($1-15 \text{ км}^2$) 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°C).

Не беря в расчет исключительные случаи, охватывающие очень локальные площади, и имея в виду, что в прежние эпохи он превышал, по предположению В. Белоусова, современный в 2—3 раза и составлял около 150 град/км, то на глубине 5 км мы будем иметь возможность образования гранитоидов (750°C и давление порядка 130 МПа). При таком градиенте низкотемпературные месторождения, образующиеся обычно при $100-200^\circ\text{C}$, уже не будут распространяться ниже глубин 1,5 км, среднетемпературные месторождения будут выклиниваться на глубинах около 2 км, а высокотемпературные минералы, образующиеся при $450-500^\circ\text{C}$ и редко выше, 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 позволяют сделать самородный висмут, температура плавления которого (271°C) существенно не меняется от изменения давления. Висмут встречается в медно-висмутовых и других 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 существования 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°C.

Температуры диссоциации и разложения: кубанит \rightarrow халькопирит + пирит (235°C); сидерит \rightarrow FeO + CO₂ (282°C); родахрозит \rightarrow MnO + CO₂ (400°C); магнезит \rightarrow MgO + CO₂ (373°C); серпентин \rightarrow форстерит + тальк (500°C); тальк \rightarrow распад (900°C); барит \rightarrow диссоциация (1500°C) и др.

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

Эвтектики: Au + Sb (360°C); Bi + Ag (262°C); Cu + Ag (785°C); Ni + Fe (1435°C) и др.

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

Определенных температур превращения одних минералов в другие не существует, но более высокие скорости этих переходов наблюдаются при следующих температурах: марказит \rightarrow пирит 450°C; арагонит \rightarrow кальцит 400°C (приведенные температуры выше температур их образования); хальказин моноклинальный \rightarrow хальказин ромбический 91°C и т. д. Более полные списки подобных данных приведены в работах Э. Ингерсона, В. Смирнова [33] 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.

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 возникла на глубинах 1,8—2,2 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 (22 МПа) или весьма близки к нему; при таком давлении будет иметь место максимальная растворимость паров в этой системе. Как было показано В. Николаевым, растворенные соли ма-

ло 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 1,8—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, Линдгрен, Грейтон, Феннер, Мори, Краукопф, Овчинников, Максимов, Меттих, Рябчиков и другие). Помимо способности газов растворять различные соединения, они, агрессивно действуя на породы и минералы, извлекают из них металлы и, как показали Л. Овчинников и др. (1963 г.), 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 кварцевые и скарновые жильные месторождения железа, олово, молибдена и вольфрама и другие, возникшие в интервале от 1,5 до 4,5—5,0 км, относятся к высокотемп-

ратурным образованиям, возникшим вблизи критической температуры воды или выше ее. Как показали многолетние детальные исследования А. В. Пэка и его сотрудников в 1962 г., процесс скарнообразования на молибден-вольфрамовом месторождении Тырнауз был сложным, многостадийным, перемежающимся в начальных стадиях с магматизмом и при значительной роли газовой фазы. В более поздних — заключительных стадиях минерализации в типично гидротермальных кварцеворудных образованиях эти температуры были не ниже 260—300°C. 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 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 микроклин-амазонитовых гранитов, в которых развита тантал-ниобиевая минерализация (Беус, Гинзбург и др.), а также редкометальные пегматиты. 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 шлировые 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.

Апограниты и пегматиты следует использовать для оценки глубин эрозии и соответственно возможных максимальных глубин.

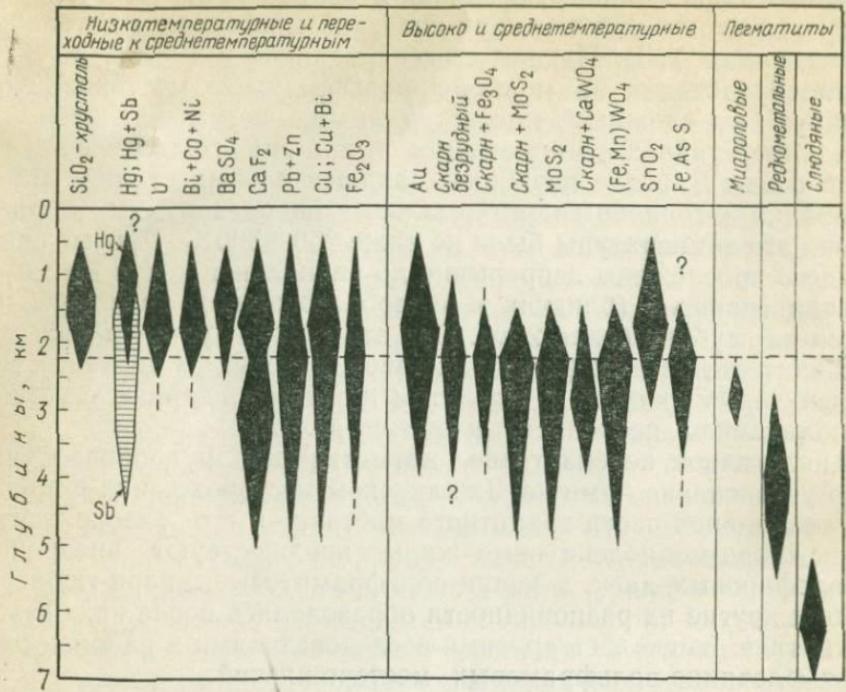


Рис. 27. Глубины формирования некоторых типов эндогенных месторождений (горизонтальным пунктиром показана глубина, соответствующая критическому давлению воды)

бин развития оловянно-вольфрамовых и других месторождений. В тех случаях, когда низкотемпературная пьезокварцевая, сурьмяно-ртутная, кварц-карбонатно-урановая, молибден-урановая и висмут-кобальт-никелевая ассоциация с ураном и высокотемпературная вольфрамовая, молибденовая и скарновая железорудная 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 [12, 13 и др.] выдвинуть критерий примерной оценки глубин послерудной эрозии по совокупности типов месторождений, находящихся в одном рудном поле или крупном тектоническом блоке.

Рис. 27 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 охлаждавшегося 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 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 $1/5$ газов, то прежде всего приходится считаться 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 в 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, т. е. 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 позволяют утверждать о более глубинном образовании барита. Это подтверждает и низкая проницаемость газов 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, гидрохими-

мические данные показывают, что уже на глубинах 500—600 м подземные воды практически бескислородные.

Таким образом, нет никаких оснований объяснять возникновение барита только воздействием кислорода атмосферы; он, видимо, возникает также в результате обменных реакций, которым А. Бетехтин 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 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 эфузивно-осадочных пород — задача весьма сложная, поскольку их характеристики в большей мере меняются вследствие эпи- и диагенеза, различных метаморфических преобразований, уплотнения под влиянием 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 внимание исследователей влияние теплофизических свойств горных пород на рудообразование. Г. Сухарев и др. (1967 г.) предложили их использовать в качестве принципиально нового метода изучения геологических разрезов, поскольку они имеют резко отличающиеся характеристики, особенно у осадочных и эфузивно-осадочных отложений. Так, например, у глин, глинистых сланцев и аргиллитов теплопроводность изменяется от 0,80 до 2,6 ккал/м·час·град, темпера-

туропроводность от $15,6 \cdot 10^{-4}$ до $48,4 \cdot 10^{-4}$ м²/час, а удельная массовая теплоемкость от 0,19 до 0,255 кал/кг·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-Спrie.

Экспериментальные данные Г. Чаманского (1960 г.) показывают, 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 Pb/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 катаклизу, рассланцеванию, дроблению и милонитизации вдоль разломов, зон смятия и трещин. Экспериментальные исследования А. Курдюкова (1967 г.) показывают, что в минералах и породах, измельчен-

ных 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 дает 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 в процессах рудообразования. В толщах часто перемежающихся пород, у которых электрические потенциалы различны, отмеченные явления могут оказать огромное влияние на размещение руд. Так, например, на месторождении Тырныауз, по данным А. Курдюкова [11], биотитовые роговики, представляющие существенно полевошпатовую породу с биотитом (20—30%), отличающуюся повышенным содержанием щелочей (около 10%) и глиноzemа (свыше 22%), обладают отрицательным потенциалом от —300 до —400 мВ. Они контактируют без зоны перехода с пироксен-плагиоклазовыми роговиковыми скарнами с низкими содержаниями кремнезема (48,7%), глинозема (4,2%) и высокими содержаниями железа (16,6%) и кальция (21%). Их потенциал положительный +150÷200 мВ. С таким распределением окислительно-восстановительных потенциаловrudовмещающих пород отчетливо коррелируется распределение молибдена и вольфрама. С помощью выполненных им экспериментов было выяснено, что раздробленные, сильно трещиноватые роговики в условиях циркуляции поровых водных растворов способны образовывать водород, который в момент выделения, взаимодействуя с сульфатами и сульфидами породы, может образовывать сероводород, в свою очередь мигрирующий. При этом в одном месте сульфиды могут быть разложены, а в другом образованы вновь. При этом образуется и молибденит, в то время как вольфрам сульфидных соединений не дает и выпадает в виде шеелита в соседних породах — пироксен-плагиоклазовых роговиковых скарнах, богатых кальцием, которые лишены молибдена. Таким образом, здесь влияют на рудообразование окислительно-восстановительные потенциалы, создающие геохимические барьеры, физико-химические свойства молибдена и вольфрама, а также составrudовмещающих пород.

Другим аналогичным примером является кварц-шеелитовое месторождение Кти-Теберда (Сев. Кавказ), в котором отчетливо видно резкое обогащение шеелитом тех интервалов жил, которые пересекают амфиболиты, и резкое его уменьшение при переходе их в кристаллические сланцы кислого состава. Следует сказать, что геологами давно замечено, что пачки с перемежаю-

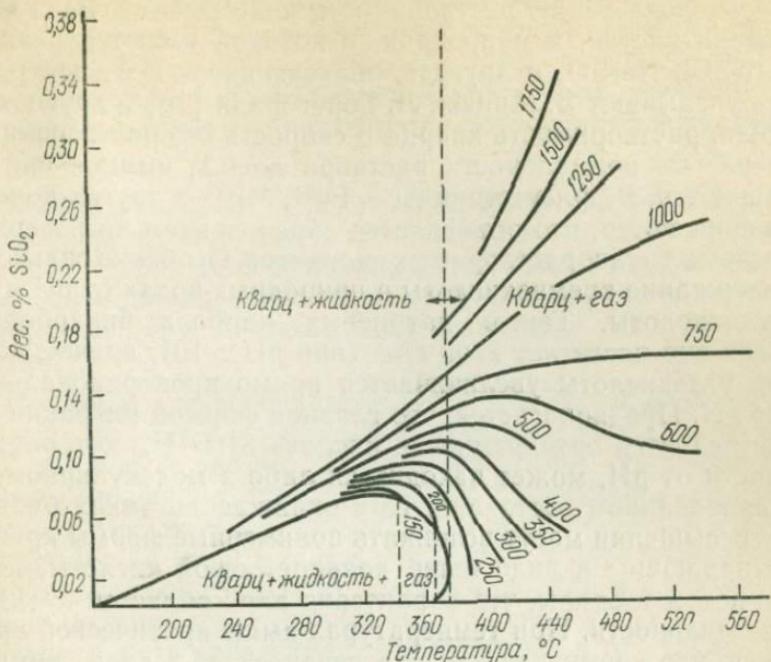


Рис. 28. Изобарические кривые растворимости кремнезема в системе $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ [36]

щимся составом разнообразных пород являются весьма благоприятной средой для локализации руд.

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 [41], И. Островского и других исследователей, растворимость кремнезема в этой системе зависит от температуры и давления (рис. 28). При этом с повышением температуры (при давлении до 60 МПа) растворимость кремнезема сначала медленно увеличивается, а затем (при приближении к критической температуре) резко падает почти до нуля. В условиях высоких давлений (выше 60 МПа) растворимость кремнезема с ростом температуры постоянно увеличивается и при давлении 0,97 ГПа и температуре около 1200°C , по данным Дж. Кеннеди и К. Вассербурга [41], на долю кремнезема уже приходится $3/4$ состава растворов. Таким образом, изобара 600 атм разделяет поле диаграммы на две области: нижнюю, где растворимость кремнезема в общем низкая и здесь существуют 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. Если вода не химически чистая, а природная, в которой имеются различные соли (NaCl , Na_2SO_4 и другие), образующие в ней электролиты, то, как указывают Б. Мицюк, Л. Горогоцкая [16] и другие исследователи, растворимость кварца и скорость его растворения растут с ростом нормальности раствора до 0,1; выше — они даже уменьшаются. В присутствии Al^{+3} , Fe^{3+} , Mg^{2+} и других ионов они резко снижаются, что объясняется образованием на поверхности кремнезема трудно растворимых силикатов. Особенно сильно зависит содержание кремнекислоты в природных водах от pH и наличия углекислоты. Так, в натриевых карбонат-бикарбонатных рассолах оно достигает $2700 \text{ г}/\text{м}^3$ (при $\text{pH} > 10$), причем концентрация углекислоты увеличивается прямо пропорционально величине pH. Предполагается, что главной формой миграции кремнезема является ортокремневая кислота Si(OH)_4 , которая, в зависимости от pH, может находиться либо в молекулярном, либо в ионизированном состоянии. При охлаждении таких растворов и их пересыщении могут возникать полимерные формы кремнезема, выпадающие в виде гелей поликремневой кислоты, переходящие потом в опалы, что характерно для областей вулканической деятельности. При температурах выше критической предполагается, что кремневая кислота переносится в виде комплексных соединений с молекулами воды.

Переход аморфного кремнезема в кварц постепенный, и этому переходу способствует рост давления, щелочная среда минералообразования и рост температуры.

Как показали исследования Т. Стрюбеля, флюорит ведет себя аналогично кремнезему. М. Равич и Ф. Боровой в 1964 г. установили, что растворимость 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°C и давления до 50 МПа.

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 ряда промышленных типов руд (по нашим данным) на глубине 3 км; других 4,5—5,0 км, а по данным других исследователей на глубине 6 км (и редко больше). Вблизи 3 км глубины давление колонны растворов (с учетом сближения пластового и литостатического давления) будет приблизительно равно изобаре 60 МПа, 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 отложение вещества, физико-химические закономерности поведения элементов в различных условиях в земной коре и мантии, а также экспериментальные исследования в этой области позволяют глубже разобраться в проблемах образования и размещения руд.

Основные выводы. 1. Образование гранитоидных магм и связанного с ним 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 в различных формах и в масштабах, начиная с расслоения на геосферы, осадочной дифференциации вещества, метаморфизма и ультраметаморфизма этих отложений с образованием как различных метаморфических пород так и палингенных магм, а также внедрения в кору ювенильных магм, дифференциации этих расплавов, включая вынос летучих соединений и различных соединений алюминия, калия, натрия, кальция и многих других, создали возможность концентрации элементов и в том числе при выпадении из гидротермальных растворов. Одним из важных их концентраторов являлась гранитоидная мagma. Без такой дифференциации была бы невозможна такая 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 гранитоидов 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), наиболее вероятны 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 тектономагматические 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 процес-

са. Возрастание количества разломов способствует внедрению магм и 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 Кураминской зоне твердо установлено два таких цикла, позднекарбоновый — дораннепермский (слабый по количеству гидротерм и металлоносности) и позднепермский, создавший практически все ее рудные богатства.

6. Из рассмотренных нами прямых методов определения диапазонов глубин образования месторождений лишь три являются надежными и заслуживают применения. Первый — геоморфологический метод, основанный на установлении сохранившихся от размыва поверхностей выравнивания одновозрастных рудообразования. Он предложен Н. М. Синициным в 1959 г. и применен другими исследователями. Второй — состоит в построении карт послерудных эрозионных срезов той поверхности, которая была во время рудообразования. Она выявлялась на основе анализа истории развития каждого тектонического блока. Палеогеоморфологические и морфоструктурные исследования являются составной частью метода. Он был предложен нами и оправдал результаты проверки и успешно применен в других районах рядом исследователей.

Важная роль карты эрозионных срезов еще и в том, что она явила главной основой для составления металлогенической карты нового типа, позволяющей рассчитывать не только диапазоны глубин образования и степень эрозии каждого конкретного объекта, но и выделять перспективные площади для поисков новых месторождений, а при обнаружении их заранее знать потенциальные возможности продолжения на глубину, что является принципиальным отличием возможностей этого метода от других.

Третьим, расчетным методом является геотермобарометрический, предложенный А. Таланцевым [35]. Он основан на установлении предельного насыщения кальцита молекулами $MgCO_3$ и знании железистости этих карбонатов в условиях равновесия, достигаемого при определенных условиях температур и давлений, в достаточный для этого отрезок времени. Этот новый метод находится в стадии становления. Его ограничениями являются: 1) наличие в рудах или окорудных метасоматитах карбонатных образований, связанных с этим процессом, что не всегда имеется в природе; 2) температуры данного процесса не должны превышать $450-500^{\circ}C$ и давления не выше 0,2 ГПа, за пределами которых точность их определения падает; 3) сдерживающим моментом метода является необходимость иметь микроанализатор. В целом он представляется перспективным, а первые результаты обнадеживающими.

7. Косвенные определения глубин образования руд, дающие

пока приближенную, грубую их оценку, основаны на сведениях о зональности руд и окорудных метасоматитов. Они находятся в стадии накопления данных и требуют шкалы для измерения этой глубинности, т. е. градуировки. В целом они могут быть разделены на следующие разновидности: 1) основанные на анализе встречающихся сообществ руд в конкретном месте (рудном поле, месторождении) или небольшом тектоническом блоке, где например такие сочетания полезных ископаемых как ртуть, барит, пьезокварц, уран — будут характеризовать верхнюю половину интервала развития руд на глубину, а скарновые железорудные, молибден-вольфрамовые и некоторые другие — нижнюю его часть; 2) основанные на изменчивости минерального состава руд с глубиной и их количественных изменений; 3) на изменчивости соотношений компонентов в рудах (например, PbS/ZnS) в минералах (Ag/Au — пробность золота или Mg/Fe в магногематитах и т. д.), а также набора элементов-примесей в минералах и количественных изменений в них и т. д.; 4) основанные на смене с глубиной одного типа окорудных изменений на другой около тех же руд.

8. Небольшие глубины застывания интрузивов комплекса 5₀ в Кураминской зоне (начиная с 0,5—1,0 км) от позднепермской поверхности Земли и размещение во всех их разновидностях (имеющих внутри свою возрастную последовательность) различных типов руд не позволяет устанавливать их генетическую связь с конкретным типом интрузий, а отмеченная возрастная и пространственная их близость лишь позволяет те и другие считать производными одного и того же магматического очага или бассейна, застывшими сателлитовыми куполами которого являлись эти массивы во время рудообразования. Глубины образования гранитной магмы — 5—15 км (по В. Белоусову) ставят предел глубин для связанных с ними руд, из которых наиболее растянутую прерывистую цепочку представляют пегматиты, достигающие 7 км и проникающие недалеко в апикальные части внедрившихся массивов.

9. Общая глубина образования всех типов гидротермальных месторождений находится в диапазоне от 0,5 до 4,5—5,0 км. Среди них можно наметить следующие группы: 1) от 0,5 до 2,2—2,5 км, в которую входят собственно ртутные, переходящие в сурьмяно-ртутные их разности, низкотемпературные урановые (со всеми их разновидностями), пятиэлементная формация (висмут-никель-кобальтовая с серебром и ураном), баритовая (баритовые, кварц-баритовые жилы с гематитом, сульфидами свинца, цинка и меди и безрудные); 2) от 0,5 до 4,0—4,5 км и редко до 5,0 км — свинцово-цинковые, медные, медно-висмутовые, собственно висмутовые (где он ведущий элемент), золоторудные, гематитовые и кварц-гематитовые, собственно флюоритовые, безрудные скарны, серебряные и сурьмяные, переходящие в верх в сурьмяно-ртутные. Несколько меньшим диапазоном характери-

зуются оловянные иногда с вольфрамитом и шеелитом, развивающиеся в пределах от 0,5 до 3,5 км; 3) от 1,5 до 3,5 км — арсенопиритовые, скарново-железорудные (скарново-магнетитовые и некоторые другие) и глубже — до 4,5 км развиты скарновые и жильные молибденовые и вольфрамовые руды, относящиеся к более высокотемпературным образованиям. Вторая группа, характеризующаяся наибольшим диапазоном глубин их распространения, относится преимущественно к среднетемпературным образованиям (с колебаниями в обе стороны). Указанный характер размещения руд на глубину не позволяет говорить о смене с глубиной низкотемпературных, высокотемпературными образованиями или о фациальных переходах от одного типа к другому, в представлении В. Эммонса и других исследователей. Приведенное размещение руд различных типов представляет обобщенную картину, с учетом данных по различным районам мира, а ее основу составляют данные по Кураминской зоне. Глубины ниже 5,0 км — область выноса рудных компонентов, а выше — область их осаждения и образования месторождений. Максимум развития большинства руд приходится на глубины 1,8—2,25 км.

10. Верхнюю границу распространения руд определяет сближение пластовых давлений в относительно быстро поднимающихся потоках гидротерм с гидростатическим давлением грунтовых 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, частично испаряются, дегазируются и быстро теряют температуру. Совокупность этих причин вблизи верхней границы распространения руд (около 500 м) ведет к образованию резко выраженной их зональности на коротком интервале глубин.

11. Нижняя граница распространения промышленных руд в основном определяется: а) состоянием флюидов, условиями выноса ими веществ с глубин и отложения их в близповерхностных (выше 5,0 км) условиях, где в нижней части колонны растворов это давление может достигать 0,1—0,12 ГПа, что иллюстрирует рис. 27, где уже на глубине около 4 км оно составляет 85 МПа; б) гидродинамическими причинами; в) геотермическим градиентом в период рудообразования; г) глубинными условиями образования магмы, способной отделять гидротермальные растворы, в том числе и захваченные или подтекающие к интрузивам вод, содержащих в разной форме металлы их соединения и другие вещества; д) сокращением пористости и общей скважности (проницаемости) толщ горных пород в связи с закрытием значительности части трещин на глубине, а также другими факторами.

12. Положение максимума развития руд на глубинах 1,8—

2,2 км не является случайным. Ему соответствует критическое давление паров воды (22 МПа) в системе «вода — пар», достигающее максимума вблизи критической температуры воды (374°C). Связывать это с простой дегазацией растворов нельзя и здесь видимо существенную роль в рудообразовании играет коалесценция. Растворение газовых пузырьков или уменьшение их размеров невольно будет вести к осаждению переносимых ими руд. Интересным является то, что этот максимум является как бы водоразделом, отделяющим первую группу руд от третьей, а у флюорита на эту глубину приходится небольшой минимум; в то время как серебро ведет себя достаточно индифферентно. Эта закономерность заслуживает дальнейшего анализа и внимания к себе.

13. Геотермический градиент, имеющий диапазон от 1,4—4 град/км на платформах, и от 20 до 140—150 град/км в геосинклиналях (максимальный установлен в альпийских геосинклиналях), при среднем значении в 35 град/км, оказывает большое влияние на диапазон формирования руд и вероятные глубины образования магматических очагов. При самом высоком градиенте уже на глубинах в 5 км возможен ультраметаморфизм пород и образование гранитоидных расплавов. В то же время при таком градиенте резко сокращаются глубины образования месторождений: высокотемпературных до 3—3,5 км, среднетемпературных до 2—2,5 км и низкотемпературных до 1,5 км. Геотермический градиент определяет только минимально возможную температуру гидротерм для рассматриваемых глубин. Для Кураминской зоны наличие самородного висмута в жилах на глубинах до 4 км позволяет считать, что палеогеотермический градиент в ней не превышал 68 град/км во время рудообразования, и конечно был ниже в платформенный период ее развития; таким образом, указанная величина является максимальным верхним его пределом.

14. Отмеченные группы руд (см. пункт 9) характеризуют глубинные уровни развития той или иной минерализации. Первая и третья 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 перспективы второй, в основном высокотемпературной группы месторождений. При сочетании первой группы со второй можно говорить о первой половине интервала распространения эндогенного гидротермального оруднения на глубину, а при сочетании их с третьей — 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 ранее объекты. Это же относится и к поискам слепых, не выходящих на поверхность, месторожде-

ний. Так, например, территории с глубинами эрозии от 0 до 0,5 км будут потенциально рудоносными и пригодными для поисков слепых месторождений первой и второй групп, а глубины близкие к 1,5 км — для поисков слепых месторождений третьей группы руд.

Все изложенные выше закономерности размещения различных типов руд по глубинным уровням, установленные нами к 1960 г. [12], нашли полное подтверждение в новом, возросшем в 4—5 (а иногда и в 10) раз количестве рудных объектов, подвергнутых нами такой же, как прежде статистической обработке, на базе нашей карты эрозионных срезов, что придает им и выводам, сделанным на этой принципиальной основе, еще больший вес. Детальность минералогических исследований рудной базы позволила выявить новые или уточнить прежние закономерности изменений параметров некоторых руд и минералов с глубиной их образования.

15. Глубины формирования месторождений и их эрозии нельзя определять по их положению в структурных ярусах или этажах, поскольку это независимые величины. Месторождение может залегать в породах нижнего структурного яруса (или этажа) и быть близповерхностным, а в верхнем — оказаться глубинным. Нет также основания сравнивать, а тем более противопоставлять частные примеры выклинивания одних типов руд и продолжения других на глубину (обусловленных особенностями тектоники, литологии и другими факторами).

16. Определение глубин образования месторождений по данным гомогенизации и декриптизации газово-жидких включений в минералах не заслуживает доверия, как и термодинамические расчеты образования горных пород и минералов.

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 глубин, которые характерны для развития указанных групп месторождений. Эти интервалы показывают максимальные глубины их распространения, возможные при благоприятном сочетании ряда других факторов, влияющих на рудообразование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богацкий В. В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. — Красноярск, 1970. 167 с.
2. Богацкий В. В. Дискретная периодичность пространственной локализации магнетитового оруденения и ее прогнозно-поисковое значение. — В кн.: Поиски и прогнозы. оценка глубокозалег. месторожд. скарновомагнетит. руд. — М., 1977, с. 31—36.
3. Большаков А. П., Кириклица С. И., Ольховский Н. Я. О вертикальном размахе и глубине рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении. — Геол. рудн. месторожд. 1969, № 4, с. 128—131.
4. Глубина формирования кварцевых хрусталеноносных жил на Памире и проблема их прогнозирования./Т. Н. Тагиров, В. В. Лоскутов, А. С. Астапов, А. В. Верхотурова. — Изв. АН ТаджССР, отдел. физ.-мат. и геолог.-геохимич. наук. 1974, № 3(53), с. 94—101.
5. Грановский А. Г. О термобарогеохимических критериях глубинности полиметаллического оруденения на Северном Кавказе. — Изв. СКНЦ В. Ш., Естествен. науки. 1978, № 1, с. 69—73.
6. Гуревич И. И. Сейсморазведка. — М., Недра, 1970.
7. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. — М., Наука, 1976. 333 с.
8. Кадик А. А., Эггер Д. Х. Режим воды и углекислоты при образовании и дегазации кислых магм. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1167—1175.
9. Канищев А. Д. О статье Ф. Л. Корытова «Первичные уровни интенсивного оруденения и их отражение в современном рельфе (на примере Забайкалья)» — Изв. ВУЗ. Геология и разведка, 1976, № 1, с. 65—68.
10. Кукин А. П. Глубина формирования месторождений Чукотской складчатой области и их связь с магматическими формациями. — В кн.: Мат. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР. Вып. 21. Магадан, 1974, с. 25—30.
11. Курдюков А. А. Литологический контроль оруденения месторождения Тырныауз (Северный Кавказ) — Изв. АН СССР, сер. геол. 2, 1979, с. 99—111.
12. Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 6, с. 3—26.
13. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. — М., Недра, 1969. 150 с.
14. Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений. — М., Недра, 1977. 246 с.
15. Малахов И. А. Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным. — В кн.: Труды Междунар. геохим. конгр. Т. I. — М., 1971, с. 27—28.
16. Мицюк Б. М., Горогоцкая Л. И. Физико-химические превращения кремнезема в условиях метаморфизма. — Киев, Наукова думка, 1980. 232 с.
17. Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. — М., Недра, 1965. 200 с.
18. Наумов В. Б., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н. О соотношении темпе-

ратур образование, гомогенизации и декриптизации газово-жидких включений. — Докл. АН СССР, т. 171, № 1, 1966, с. 183—185.

19. Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давлений по газово-жидким включениям. — Геохимия, 1968, № 4, с. 432—441.

20. Наумов В. Б. Определение концентраций и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах. — Геохимия, 1979, № 7, с. 997—1007.

21. Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота, как критерий при поисках и оценке руд и россырей. — М., Недра, 1978. 100 с.

22. Носик Л. П., Доломанова Е. И., Рождественская И. В. Особенности формирования оловянных рудных месторождений по данным изотопного состава С, О, S газово-жидких включений. — В кн.: Термобарогеохимия. — М., Наука, 1978, с. 135—147.

23. О включениях минералообразующих сред в минералах синтезированных из расплавов / Л. Н. Хетчиков, Б. А. Дороговин, С. И. Сандромирская, Е. В. Полянский. — Докл. АН СССР, 1979, с. 245, № 3, с. 706—708.

24. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Геохимические поиски рудных месторождений. — Сов. геол., 1977, № 11, с. 143—159.

25. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научн. основы геохим. поиск. глубокозалег. рудн. месторожд. Часть 1. Иркутск, 1970, с. 3—36.

26. О глубинах образования некоторых эндогенных рудных формаций Узбекистана / И. К. Брагин, Э. Х. Гольшmidt, М. Г. Калабина, А. А. Малахов. — В кн.: Эндоген. рудн. формац. Узбекист. Т. II, Ташкент, 1968, с. 156—195.

27. Основные черты металлогении Узбекистана / В. Г. Гарьковец, И. В. Мушкин, А. П. Титова и др. — Ташкент, ФАН УзССР, 1979. 271 с.

28. Петровская И. В. Самородное золото. — М., Наука, 1973. 347 с.

29. Процессы гидротермального минералообразования на месторождениях Восточного Забайкалья / Е. М. Лазько, Ю. П. Дорошенко и др. — В кн.: Труды Междунар. геохим. конгр. Т. 2, — М., 1973, с. 461—469.

30. Пэк А. А. О динамике ювелирных растворов. — М., Наука, 1968. 147 с.

31. Региональная металлогенез Центральной части Средней Азии / М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, О. П. Горьковой и др.; отв. ред. Т. М. Матюкина-Воронич. — Ташкент, ФАН УзССР, 1979. 265 с.

32. Романова М. М. История представлений о происхождении гранитов. — М., Наука, 1977. 186 с.

33. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. — М., Недра, 1976. 680 с.

34. Таджибаев Г. Т. Калий-argonовый возраст магматических образований Кураминского хребта и Могол-Тау. ДАН ТаджССР, 1978, с. XXI, № 3, с. 49—53.

35. Таланцев А. С. Уточнение диаграммы доломит-кальцитового геотермобарометра. — Геохимия, 1978, № 2, с. 206—216.

36. Термодинамика постмагматических процессов. — М., Мир, 1968. 289 с.

37. Троицкий В. И. Этапы развития рельефа и поверхности выравнивания мезозоя и палеогена Средней и Центральной Азии. — Труды Ташкентского ун-та, вып. 438. 1974, с. 103—122.

38. Флеров Б. А., Холмогоров А. И. К вопросу о вертикальной зональности в рудных узлах, глубине формирования, интервале оруденения и эрозионном срезе оловорудных месторождений. — В кн.: Генезис оловорудн. месторожд. и связь их с магматизмом на территории Якутии. Якутск, 1975, с. 32—49.
39. Юсупов Р. Г., Абдурахманов Г. А., Юсупова Л. Н. Золото в герцинских интрузивных формациях Кураминских гор. — Геохимия, 1977, № 9, с. 1384—1396.
40. Юсупов Х. М. О глубине образования ртутно-сурымянных месторождений в Центральном Таджикистане. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1977, № 4, с. 64—69.
41. Kennedy G. C., Wasserburg C. J., Nead N. C., Newton R. C. The Upper thre-physe Region in the Sistem $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — Amer. J. Sci., v. 260, 1962.
42. Kushnarev J. P. and Druzhinin A. V. Diapirs and their role in the localization of mineralization. — Intern. Geol. Review. v. 18, N 6, 1976, p. 695—703.
43. Mysen Bjorn O. The solubility of H_2O and CO_2 under predicted magma lifications. — Rev. Geophys. and some petrological and geophysical implications. — Rev. Geophys. and Space Phys., N 15, 1977, p. 351—361.
44. The some mineralogical-geochemical aspects gold and copper ore deposits South India/Y. G. Safonov, B. P. Radhakrishna at. d. — Indian Geol. Journ., 1980, N 8.
45. Volcanism in Australasia. — Amsterdam — Oxford, 1976, 405 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Обзор представлений о глубинах формирования эндогенных рудных месторождений	6
Краткий очерк геологического строения и развития Кураминской структурно-фациальной зоны	46
Геологическая основа и методика построения карт эрозионных срезов	89
Результаты анализа металлогенической карты Кураминской зоны . . .	107
Основные причины, влияющие на глубины образования рудных месторождений	114
Список литературы	163

Иван Павлович Кушнарев

ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Издание второе, дополненное и переработанное

Редактор издательства В. И. Макеев

Обложка художника А. Я. Толначева

Художественный редактор Е. Л. Юрковская

Технический редактор Т. А. Герчикова

Корректор Г. Г. Большова

ИБ № 3777

Сдано в набор 06.01.82.

Подписано в печать 05.04.82.

Т-06575.

Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная» Печать высокая
Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,75. Уч.-изд. л. 11,4. Тираж 2800 экз.
Заказ № 26/8364—1. Цена 1 р. 70 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,

Третьяковский проезд, 1/19

Подольский филиал ПО «Периодика» Союзполиграфпрома

при Государственном комитете СССР

по делам издательств, полиграфии и книжной торговли

г. Подольск, ул. Кирова, 25

Уважаемый товарищ!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

ЕФРЕМОВА С. В. Дайки и эндогенное оруденение. 20 л. 3 р. 10 к.

Особое внимание обращено на роль даек в восстановлении истории развития магматизма, возрастного расчленения магматических комплексов, в решение вопроса связи оруденения с магматизмом. Приведена разработанная автором классификация дайковых пород, освещены причины петрографического и петрохимического разнообразия этих пород. Показана роль магматических и метасоматических процессов в формировании вещественного состава даек. Освещена роль даек в размещении эндогенных месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся картированием геологических объектов, изучением рудных полей и месторождений.

МЕДВЕДЕВ В. Я. Прикладные методы стратиграфического расчленения протерозойских отложений. 17 л. 1 р.

Рассматривается использование прикладных методов (математический анализ и данные филогенеза эндогенной минерализации) при стратиграфическом расчленении протерозойских отложений (на примере древних толщ Восточно-Европейской и западной части Африканской платформ). Показана целесообразность применения математических методов, которые позволяют уточнить «вес» и «степень сходимости» привлекаемых для стратиграфических построений геологических признаков. Предлагается единая для названных регионов стратиграфическая схема протерозойских отложений. Указываемые автором границы обнаруживают отчетливо планетарный характер, что повышает региональное значение предлагаемой стратиграфической схемы.

Для специалистов-геологов, занимающихся стратиграфией докембрия.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга-почтой» магазинов:

*№ 17—199178, Ленинград, Б. О., Средний проспект, 61;
№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

1 р. 70 к.

3844

НЕДРА