М. Т. ТКЕМАЛАДЗЕ

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛНИССКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ГССР)

„МЕЦНИЕРЕБА“
1982

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

გ. წულუკიძის სახელობის სამთო მექანიკის ინსტიტუტი
ИНСТИТУТ ГОРНОЙ МЕХАНИКИ им. Г. А. ЦУЛУКИДЗЕ

მ. ტყემალაძე

გოლნისის მადნეული რაიონის სპილენძისა და ტყვია-თუთიის საბადოების ფორმირების გეოლოგიურ-სტრუქტურული პირობები

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1982

М. Т. ТКЕМАЛАДЗЕ

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛНИССКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ГССР)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1982

УДК 553.78
553 (С41)
26.325.1(2Г)
553.43+553.445/.6 (47.922)
Т 486

В работе рассмотрены формационная принадлежность, петрохимические особенности и закономерности размещения экструзивных, интрузивных и метасоматических образований в пределах месторождений цветных металлов Болнисского рудного района. Показана роль складчатых форм и разрывных нарушений разных порядков, а также петрофизических свойств вмещающих пород в локализации оруденения. На основе определения упруго-деформационных показателей пород при высоком давлении и температуре разработан метод определения глубины формирования месторождений. Описаны три типа зональности с разными механизмами и семь структурно-морфологических типов рудных тел, охарактеризованы условия их формирования. Показано, что процесс рудоотложения протекал в послеэффузивный период на фоне посторогенных сдвиговых перемещений по разломам. Доказывается, что рудоносные флюиды отщеплялись от глубинного магматического очага или верхней мантии. Всесторонне рассмотрены условия распределения благородных, редких и рассеянных металлов в кварцитах, рудах и продуктах обогащения. Определены перспективы района на выявление рудных ископаемых и т. д.

Книгой, несомненно, будут пользоваться проектные, научно-исследовательские и учебные институты, а также геологи, занимающиеся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

Т 30702
М 607 (06)—82 37—82

© Издательство «Мецниереба», 1982

ПРЕДИСЛОВИЕ

Болнисский рудный район представляет собой древнейший очаг металлургического производства. На старых селищах и погребениях района раскопаны предметы эпох палеолита, неолита (с. Казрети, с. Самшвилде) и хальколита (Шулаверис Гора, Имирис Гора, Арухло, Храмис диди Гора). В античном периоде людьми, населяющими район, был освоен полный цикл меднобронзовой и железной металлургии, включающей добычу руды, выплавку металлов, литье, холодную и горячую ковку. Античными и древневосточными источниками подтверждается то, что именно металлургия была основным занятием древнейших грузинских племен-халибов и моссинников. Античные металлургические топонимы сооружений сохранились в современных наименованиях месторождений (Саркинети), сел и рек. Название реки Поладаури произошло от слова Пулуади, представляющей обширную страну на Переднем Востоке в XIII в. до н. э. Характерно, что от этого слова берет начало русское слово «булат» и название стали в грузинском (ფოლადი), армянском (պողպատ), персидском, арабском и осетинском языках.

В последующие столетия металлургические предприятия расширялись и развивались, временно прекращая свою деятельность лишь в трудные исторические периоды. Сравнительно благоприятные условия для дальнейшего развития горной промышленности в Грузии создались во вторую половину XVIII века. В это время были возобновлены работы на Ахтальском (1763), Шамлугском и Алавердском (1770) горно-металлургических предприятиях, где кустарным способом добывалось серебро, свинец, медь. В 1864 году был построен Ахтальский завод. С переходом на заводскую выплавку известные к тому времени в районе рудные тела, залегающие вблизи поверхности земли, потеряли промышленную ценность.

Открытие и успешная разведка скрытых медных и свинцово-цинковых рудных тел Цителсопельского, Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений, которые были осуществлены в период 1940—1970-х годов, создали реальную основу для построения Маднеульского горнообогатительного комбината с городом Маднеули, представляющего основной объект цветной металлургии в Грузии.

Решениями исторических XXIV и XXV съездов КПСС было отмечено важное народнохозяйственное значение медных руд Маднеульского мес-

торождения. Партийные и правительственные руководящие органы СССР и Грузинской ССР уделяют много внимания и неустанную заботу предприятиям развивающейся цветной металлургии Грузии.

В задачу настоящей работы, как и всей практической деятельности автора, входило: изучение геологии месторождений района; установление геологической позиции, структурных факторов и роли физико-механических свойств вмещающих пород в локализации медных и свинцово-цинковых руд с целью более обоснованной оценки запасов известных месторождений и прогнозирования новых, в том числе скрытых на глубине, либо слабо проявленных на дневной поверхности. Полученные при этом материалы были положены в основу рекомендаций по дальнейшему направлению поисково-разведочных, научно-исследовательских и эксплуатационных работ.

Все основные данные, которые легли в основу написания предлагаемой работы, собирались в течение 14 лет (1962—1976 гг.). При этом глубина сбора материала и само направление исследований несколько менялось в упомянутый период в сторону детализации с одновременным увеличением методов и приемов исследований. В 1962—1972 гг. автор принимал участие в проведении геологоразведочных работ на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях и сопредельных площадях. При этом с участием автора были выявлены и оценены (подсчитаны) запасы меди, свинца, цинка и сопутствующих им других металлов, а также запасы редких и рассеянных элементов. В 1964—1968 гг. автор, проходя заочную аспирантуру в Грузинском политехническом институте им. В. И. Ленина, проводил геологоструктурные исследования, сопровождавшиеся изучением физико-механических свойств пород по специальной программе.

В 1972—1976 гг. автор проводил в Южной Грузии поисково-оценочные работы на цеолиты, продолжая при этом изучение особенностей геологии рудных месторождений. В этот же период представилась возможность опубликовать часть собранного и отработанного материала в ряде научных статей и написать ряд крупных производственных отчетов, важное народнохозяйственное значение которых было отмечено ведущими учёными и крупными специалистами производственниками.

В обстановке научной критики полученные результаты рассматривались на НТС и конференции молодых специалистов «Грузгеологии», в ИГЕМе АН СССР, на большом и малом Ученых Советах Грузинского политехнического института им. В. И. Ленина, на Ученом Совете Института горной механики АН ГССР, в Маднеульском ГОКе, на заседании Технического Совета и НТО Государственного проектного института «КАВКАЗГИПРОЦВЕТМЕТ», в издательствах АН СССР и АН ГССР.

В последние годы автор продолжает усилия по внедрению полученных научных результатов в практику геологоразведочных и эксп-

луатационных работ, а также принимает участие в инженерно-геологических исследованиях, проводимых в соответствии с решением руководящих органов по составлению ТЭО развития Маднеульского ГОКа. Для эффективного выполнения упомянутых мероприятий: 1) составлена новая структурно-литологическая карта Маднеульского месторождения, 2) получены необходимые дополнительные параметры по физико-механическим свойствам вмещающих пород и на основании их учета по новому рассчитаны углы наклона северного, восточного и западного бортов Маднеульского карьера, 3) собраны материалы для выяснения факторов развития оползневых явлений и т. д.

Разработанные принципы структурно-литологического анализа структурно-геологических позиций рудных полей и месторождений Болнисского рудного района базируются на личных исследованиях автора с одновременным широким использованием работ творческой группы геологов и ученых, проводивших геологические исследования в данном районе.

Считаем своим долгом выразить свою признательность руководству ИГМ АН ГССР, рекомендующего данный труд к публикации, а также научным сотрудникам ГПИ им. В. И. Ленина и Института геологии АН ГССР, содействующим выполнению предлагаемой работы. Особо благодарны доктору геолого-минералогических наук профессору Ф. И. Вольфсону, выразившего согласие выступить в качестве ответственного редактора предлагаемой работы.

ВВЕДЕНИЕ

До нас дошли весьма краткие описания некоторых железных и медных рудопроявлений района, произведенные географом Вахушти Багратиони (1745).

Основные геологические работы в Болнисском районе, выполнившиеся в конце XIX и в начале XX века, принадлежат Г. А. Цулукидзе (1887), Г. В. Абиху (1889) и Н. С. Лебедеву (1901). Г. А. Цулукидзе отмечает развитие россыпей золота по р. Машавера и ее притоков: Пиназаури, Казретула, Башкичети. Г. В. Абих описывает железорудные проявления в долине р. Поладаури, где в конце прошлого столетия был организован Чатахский железоплавильный завод. В 1908—1909 гг. различные месторождения и рудоправления района изучались представителями Тбилисского горного управления (Конюшевский, 1908; Эрн, 1909).

После Великой Октябрьской революции первым исследователем района явился К. Е. Габуния (1926—1928 гг.), который выявил развитие отложений байоса и лейаса на периферии Локского массива, а также отметил развитие жильных и покровных магматических образований в ущелье р. Поладаури. Габуния (1933) подверг изучению также Чатахскую группу месторождений. Детальное изучение структуры этих месторождений предложил А. Е. Бенделиани в 1950—1951 гг. и он впервые выявил роль разрывных нарушений в их локализации. Что касается детальных петрографических исследований двуслюдяных и биотитовых гранитоидов Локского массива, то они впервые предложены Е. К. Устиевым (1936).

Большие заслуги в региональных изысканиях района принадлежат П. Д. Гамкрелидзе. Ему принадлежит приоритет в выделении неоинтрузии гранитоидов в урочище Перпенджан и на других участках Локского массива, а кристаллические сланцы этого массива П. Д. Гамкрелидзе параллелизует с нижнепалеозойскими Дзирульскими филлитами. Им, совместно с К. Е. Габуния, установлен нижнелейасский возраст слюдистых песчаников, выделена и фаунистически датирована порфиритовая свита байоса, установлена среднеэоценовая вулканогенная свита и впервые детально охарактеризована тектоника района (Габуния, Гамкрелидзе, 1942). В дальнейшем П. Д.

Гамкрелидзе и В. Д. Эдилашвили описали лейасские отложения Храмского массива, ранее объединяющиеся с «нижними туффитами».

Важным обобщающим исследованием по вопросам стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении района явился коллективный труд (1956—1959 гг.) экспедиции Геологического института АН ГССР и Машаверской поисково-съемочной партии, нашедший отражение в монографии группы авторов под общей редакцией П. Д. Гамкрелидзе(1965).

На Маднеульском месторождении до 1946 г. были известны лишь выходы маломощных баритовых жил, считавшихся непромышленными. В период 1946—1956 гг. разведкой месторождения руководил Ю. И. Назаров. За это время были выявлены и разведаны промышленные баритово-свинцово-цинковые и медносульфидные руды, запасы которых были утверждены в ГКЗ. В результате доразведки месторождения в 1958—1968 гг. (рук. Р. Н. Тевзадзе), с активным участием автора настоящей работы, занимавшего пост старшего геолога участка детальной разведки, запасы по месторождению возросли в четыре раза. В 1966 г. Ю. И. Назаровым опубликовано первое научное обобщение по особенностям формирования месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии.

Цителсопельское месторождение открыто в 1958 г. Ю. И. Назаровым. Вопросы геологии месторождения освещены в диссертационной работе В. И. Бачалдина (1965), согласно которой морфология основного рудного тела месторождения определяется «трубкой» вулканического происхождения.

До 1964 г. исследователи пришли к заключению, что ожидаемые запасы на Квемо-Болнисском проявлении меди не могут быть существенными. В 1964—1968 гг. на Квемо-Болнисском участке геологоразведочные работы проводила Маднеульская ГРП треста «Грузуглерудразведка». В этих работах автор принимал участие в качестве ст. геолога буровых и геологосъемочных работ. За период разведки были пробурены 122 скважины, составлена (автором) крупномасштабная структурно-литологическая карта месторождения, изучен минеральный состав руд и петрография вмещающих пород, выявлено 12 промышленных рудных линз. Вопросы геологии месторождения, начиная с 1965 г., автором периодически освещались в геологических отчетах Маднеульской ГРП и в печати (Ткемаладзе, 1972_1, 1972_2, 1978, 1979). В 1969—1970 гг. автором, совместно с К. И. Абашидзе, были собраны и обобщены все материалы по Квемо-Болнисскому месторождению в «Геологической записке» с подсчетом запасов меди, свинца, цинка и благородных металлов в шести вариантах.

На основании упомянутых документов Государственным проектным институтом «КАВКАЗГИПРОЦВЕТМЕТ» разработан ТЭД целесообразности детальной разведки и определены временные кондиции.

В расчетах ТЭДа не были учтены запасы свинцово-цинковых руд и благородных металлов.

В дальнейшем автор неоднократно поднимал вопрос о необходимости детальной разведки Квемо-Болнисского месторождения и оценки его в качестве реальной сырьевой базы для Маднеульского ГОКа.

Предлагаемая работа суммирует не только полученные геологические материалы, но и методы структурных исследований в отдельных частях развитые автором, а также использованных им при этом новых приемов. В целом, в процессе проводившихся работ ведущее место было отведено методу геологического картирования. Крупномасштабным структурным картированием автором были охвачены площади Квемо-Болнисского и Маднеульского месторождений. Наряду с наземным геологическим картированием, широко проводилось подземное картирование и детальная документация бортов всех уступов действующего карьера Маднеульского месторождения, а также значительной части горных выработок Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений. На участках, отражающих морфологию рудных тел и других геологических особенностей, составлялись зарисовки и развертки в масштабе 1:50. Характерные элементы строения месторождений и, особенно, указывающие на возрастные соотношения эффузивных образований, даек экструзивных и интрузивных пород и оруднения привязывались инструментально. При изучении складчатых форм применена методика Р. Адлера и др. (1965).

Кроме того, детально зарисовано около 20000 п. м. керна и составлены разрезы с учетом пересечений буровыми скважинами и горными выработками. Проведено дешифрирование аэрофотоснимков района месторождений, намечены в натуре направления разрезов и заказана по ним запись кривых кажущегося сопротивления, кажущейся поляризуемости и вызванной поляризации. Сопоставление данных геологической съемки и геофизических параметров пород позволило уточнить морфологию интрузивных пород и вторичных кварцитов, проследить по простиранию рудоконтролирующие нарушения.

С целью мелкомасштабного картирования составлялись литолого-стратиграфические разрезы вкрест простирания Маднеульской, Поладаурской и Тетрицкаро-Асуретской рудных подзон. Эти работы сопровождались опробованием с последующим изучением проб на различные компоненты. В результате был получен ценный материал по закономерностям размещения месторождений в районе и при учете их структурно-геологических позиций.

Фациальный анализ выполнен менее детально. Он выразился в уточнении стратиграфии эффузивных толщ и в изученных эруптивных, субвулканических и интрузивных образований в пределах месторождений. Изучались текстурные и структурные особенности по-

род. На региональных литолого-стратиграфических разрезах и структурно-металлогенической карте района отражены контуры вулканических аппаратов: некки, купола и вулканические конусы.

В процессе проводившихся исследований изучались морфологические особенности и глубина распространения магматических тел от бывшей поверхности. Большое внимание уделено выяснению условий размещения метасоматитов, сопровождающих оруднение и возникших задолго до оруднения. Особое внимание уделено выяснению закономерностей формирования и размещения рудных столбов. Полевые работы по геологическому картированию сопровождались сбором каменного материала для лабораторных испытаний и изучений традиционными и рядом новейших методов исследований.

В целях более углубленного познания трещинной тектоники методом статистических замеров и их обработки на сферические структурные диаграммы изучалась мелкая трещиноватость в массивных породах разного состава и вблизи крупных разрывных нарушений. Все минерализованные разрывы и трещины детально закартированы и изучено их внутреннее строение.

При изучении трещинной тектоники были привлечены дополнительные статистические методы: статистика направлений и статистика свойств.

Изучение крупных разрывных нарушений и движений по ним в различные этапы деформации проводились по известным методикам (Вольфсон, Лукин и др., 1960; Вольфсон, Яковлев, 1975). При изучениях ориентировочных структур и их элементов применялся микроструктурный анализ (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965).

Для установления на глубине положения подошвы интрузивной дайки разработан прием, учитывающий установление простирания и угла падения подошвы графическими построениями — по полюсам, главным образом, трещин, возникших при охлаждении интрузивной дайки (см. II раздел).

По образцам различных петрографических разностей пород, отобранных в наиболее характерных участках месторождений, в лабораторных условиях определялись плотностные, прочностные, хрупко-пластичные и упруго-деформационные параметры при статических и динамических нагрузках. Плотностные параметры определялись обычными стандартными методами: удельный вес—пикнометрическим методом; объемный вес — методом парафинирования, а также измерением и взвешиванием образцов правильной геометрической формы; пористость подсчитывалась по величинам удельного (δ) и объемного (γ) весов, эффективная пористость по методике, разработанной в ИГЕМе АН СССР (Любимов, Морозов, 1973).

Испытания на прочность при сжатии, растяжении, сдвиге и срезе со сжатием при углах 30 и 45° проводились на 100-тонном гидравличес-

ком прессе ПГ-100А Армавирского завода. При этом прочность при растяжении определялась раздавливанием цилиндров по образующей и расчетом по формуле $\sigma_p = 0{,}64 \frac{P}{S}$.

Прочность при срезе определялась по ГОСТу 21153. 5—75. Нормальное давление в плоскости среза (σ) кгс/см² вычислялось по формуле $\sigma = \frac{P_{max} \cdot \sin\alpha}{d \cdot h}$, а соответствующий предел прочности при срезе рассчитывался по формуле $\tau = \frac{P_{max} \cdot \cos\alpha}{d \cdot h}$. Используя окончательные суммарные результаты испытаний представлялось возможным построить предельную кривую прочности горных пород. На данной кривой удавалось определять сцепление и угол внутреннего трения.

Хрупко-пластичные параметры выявлялись методом вдавливания штампа на приборе УМПГ-3 автоматической записью диаграммы нагрузка-деформация. После обработки графиков рассчитывались твердость по Шрейнеру (Рш), предел текучести —P_0, коэффициент пластичности (Кш).

В последствии, путем решения отдельных технических задач, прибор УМПГ-3 был приспособлен нами для определения вязкости, играющей важную роль в формировании рудолокализующих разрывов. Вязкость горных пород отражает процесс внутреннего трения, т. е. способность тела горной породы оказывать сопротивление при перемещении одних частиц относительно других. Она связана с неупругостью и пластичностью породы, характеризующиеся измеряемыми величинами первой и второй вязкости. Определение этих параметров проводилось по методике, разработанной в МИНХ и ГП им. Губкина (Коненков, 1975) на цилиндрических образцах с диаметром 11—23 мм и высотой 22—23 мм. Параллельность торцов находилась в пределах 0,05 мм.

При определении первой пластической вязкости осевым нагружением, нагружение производят до напряжений, не превышающих 70% от предела текучести, затем происходит разгружение образца. Наклон линии разгрузки несколько меньше наклона линии нагружения. Расчет первой вязкости производится по формуле $\eta_1 = \frac{F_1^2}{h_в \sqrt{\sigma}}$, где F_1 — нагрузка, $h_в$ — вязкая деформация, σ — напряжение на мм². К—коэффициент, учитывающий способ деформации. При обработке тех же диаграмм рассчитывается статический модуль упругости по формуле $E = \frac{F_1 \cdot l}{h_y \cdot S}$, где l — длина образца, S —площадь сечения, h_y — упругая деформация хода разгружения.

При определении второй вязкости нагружение производили до разрушения образца. На записанном графике рассчитывали вторую вязкость и удельную работу разрушения породы (см. II раздел).

Динамический модуль Юнга и коэффициент Пуассона вычислялись по известным формулам теории упругости.

Полученные эмпирические данные по физическим свойствам пород учитывались: 1) в реконструкциях тектонических и стратиграфических условий, 2) при установлении влияния поствулканических и более молодых гидротермальных процессов на физические свойства пород, 3) в выявлении механизма образования структурных элементов и структурно-деформационного контроля месторождений, рудных тел, 4) для объяснения причины движения гидротермальных растворов и условий локализации руд.

Почти все разновидности пород и руд, слагающие разрезы изучаемых месторождений, исследовались петрографическими и минераграфическими методами. Для качественной и количественной диагностики редких, рассеянных и других сопутствующих металлов в рудах, продуктах обогащения, вторичных кварцитах и других породах отбирались рядовые, групповые, технологические пробы, а также мономинеральные фракции главных рудных минералов, по которым на месте и в различных лабораториях страны выполнялись спектрохимические, полуколичественно-спектральные, фотоэлектроколориметрические и отчасти атомно-абсорбционные анализы. В процессе теоретической обработки результатов разработано новое представление о последовательности хода процесса рудоотложения и целесообразность попутного извлечения из медных концентратов In, Se, Te, Bi и частично Cd, Ga; из пиритовых концентратов—Tl, Cd, Ga; из цинковых концентратов—Cd, Ga. Большинство из этих компонентов по прейскурантам не ценятся. Разработан метод расчета редких и рассеянных элементов в рудах и концентратах и поднят вопрос их оплаты потребителем.

В целях установления формационной принадлежности магматических образований Болнисского рудного района использовались видоизмененные формулы для исследования петрохимических особенностей гранитоидов (Коренбаум, 1975); на вариационных диаграммах, построенных при фиксированных значениях основности $[H = R/Al + R \times 100\%]$ по коэффициентам общей щелочности $[A = R_2/Al + R_2 \times 100\%]$, кальциевости $[C = Ca/R + 2{,}2\ Fe^{+3}—Mn \times 100\%]$, калиевости $(K = K/K + Na \times 100\%)$, железистости $(Fe = Fe/Fe + Mg \times 100\%)$, кремнистости $(S = Si/Al + Si \times 100\%)$, а также по коэффициенту кислотности $(\alpha = 2b/a + 3)$ и отношению $R_2O : RO$ (Саранчина, Шинкарев, 1967), четко выделились природные системы (формации) магматических пород. В примененном нами варианте в комбинации и на новом качественном уровне стали выступать методы пересчета и разделения горных пород, предложенные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и А. Н. Заварицким.

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ БОЛНИССКОГО РУДНОГО РАЙОНА

ГЛАВА I

КРАТКИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ РАЙОНА

СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ

Болнисский рудный район входит в металлогеническую провинцию Малого Кавказа. Породы, обнажающиеся в его пределах, образуют четыре структурных этажа: фундамент, геосинклинальный, орогенный и платформенный.

Породы фундамента обнажаются в пределах древнейших блоков региона (Храмское и Локское поднятия) и представлены метаморфическими образованиями, гранитоидами, габбро-диабаз-порфиритовыми эффузивами и т. д.

Метаморфические образования, согласно Г. М. Заридзе (1961), на Храмском поднятии представлены гнейсами, а на Локском — графит-хлорит-серицитовыми сланцами (в верхней части), типичными кристаллическими сланцами (в нижней части), кварцитами, мраморами и другими метаморфическими породами. Они образованы путем метаморфизма древнейших седиментогенных пород или же основных магматических пород и содержат «материнские» реликты. Контактовые воздействия последующих гранитоидов на метаморфические образования выразились в привносе кремния и калия с возникновением новообразований кварца и плагиоклаза. Нижнепалеозойский возраст метаморфических образований является доказанным (Гамкрелидзе и др., 1965).

Покровы и секущие тела (корни) габбро-диабаз порфиритов, встречающиеся в нижнепалеозойской метаморфической свите Локского массива, связаны с эффузивным проявлением основного магматизма, сформировавшегося в период осадконакопления древней геосинклинальной свиты. Они также секутся гранитоидами и подвергнуты процессам гранитизации.

Храмские гранитоиды фундамента обнажаются вдоль ущелья р. Храми (рис. 1). По минеральному составу они представлены кварцевыми диоритами (гнейсовидными, массивными, слюдистыми и реже слюдяно-роговообманковыми), банатитами, гранодиоритами и гранитами. Из них гранодиориты и граниты встречаются в верхних частях массива и имеют аляскитовый облик. Они характеризуются большим содержанием SiO_2 и значительным преобладанием калишпата (микроклин-пертит) над плагиоклазом. В храмских гранитоидах плагиоклаз в краевых фациях представлен олигоклаз-андезином, а в верхних — альбит - олигоклазом. Он образует полисинтетически сдвойникованные идиоморфные кристаллы и резорбируется калишпатом. Характерно, что в описываемых гранитоидах выявлены повышенные количества Cr, Co, Ni и Ti, присущие основным магматическим породам.

Среди Локских гранитоидов фундамента батолитового характера выделяются: гнейсовые кварцевые диориты — наиболее ранние образования, гранитоиды роговообманково-биотитовые и биотитовые — группа богатая темноцветными минералами, гранитоиды двуслюдяные—переходные разности, гранитоиды аляскитовые и мусковитовые. Мусковитовые (лейкократовые) гранитоиды развиты в центральной, восточной и западной части Локского массива, в удалении от краевых фаций.

Локские гранитоиды по составу кислые (SiO_2 — 74%) и участками богаты аплитовыми и пегматитовыми телами; глинозем больше всего содержится в разностях, богатых темными минералами. Они образованы путем гранитизации нижнепалеозойских метаморфогенно-осадочных и магматических образований и содержат реликты последних. К примеру, как на Храмском, так и на Локском массиве краевую фацию гранитоидов представляют гнейсовидные кварцевые диориты, в которых гнейсовидность, по-видимому, является реликтовой слоистостью и первичной сланцеватостью (П. Д. Гамкрелидзе и др. 1965).

С другой стороны, фаунистически охарактеризованные карбоновые образования, известные в литературе под названием «нижних туффитов», содержат в основании окатанный материал гранитоидов.

Эти данные, с учетом определения абсолютного возраста мусковита из пегматита Локских гранитоидов (по М. М. Рубинштейну возраст равен 370 ± 25 млн. лет), позволяют нижней возрастной границей гранитоидов фундамента считать метаморфические образования, а верхней — свиту «нижних туффитов».

П. Д. Гамкрелидзе и В. Я. Эдилашвили в 1938 году на Храмском массиве выделили свиту, трансгрессивно налегающую на нижнепалеозойские кристаллические образования и характеризующейся чередованием слоев с морской фауной и континентальной флорой. По Н. И. Схиртладзе, при полном разрезе означенная свита представлена в разной

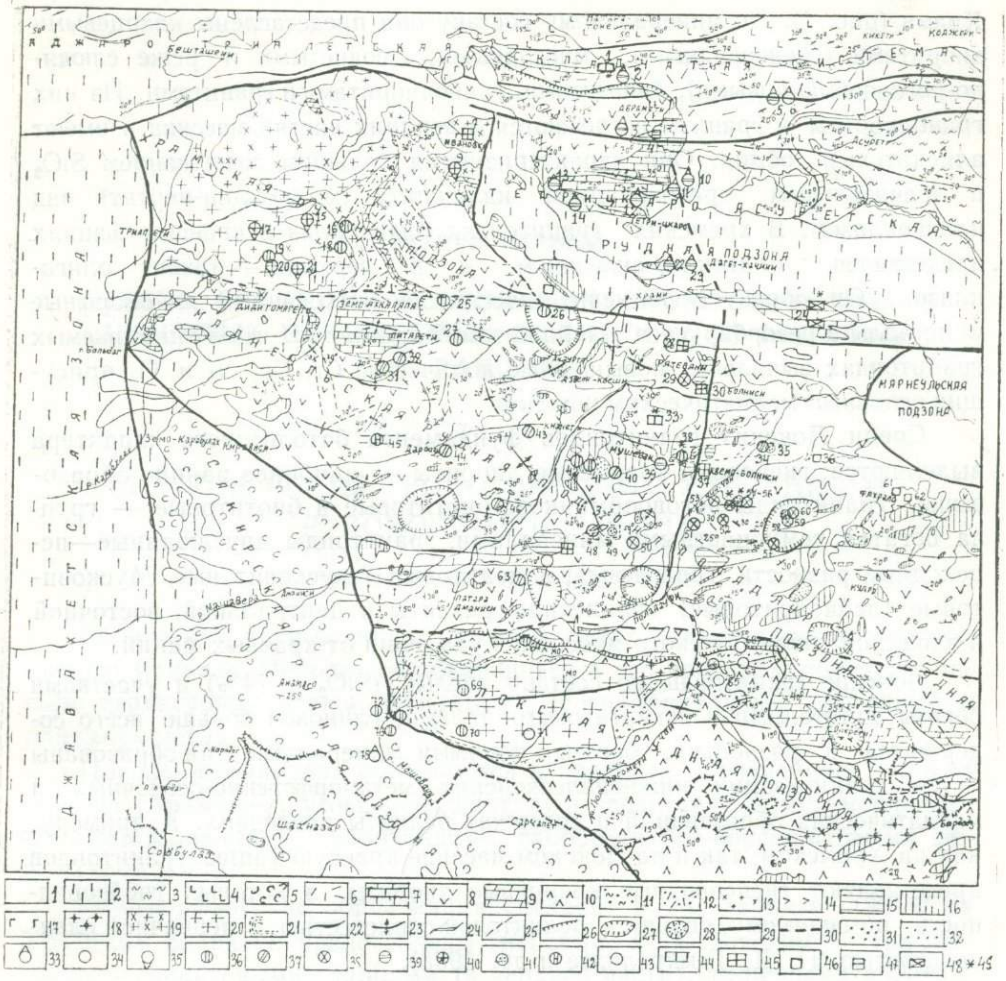


Рис. 1. Схематическая структурно-металлогеническая карта Юго-Восточной Грузии (по П. Д. Гамкрелидзе, В. Р. Надирадзе, Ю. И. Назарова; дополнения внесены автором). 1 — Четвертичные отложения; 2 — верхнемиоцен-среднечетвертичные отложения; 3 — олигоцен-нижнемиоценовые отложения; 4 — верхнеэоценовые отложения; 5 — среднеэоценовые отложения; 6 — палеоцен-нижнеэоценовые отложения; 7 — верхний кампан-дат — карбонатные отложения; 8 — верхний сеноман-нижний кампан — вулканогенные отложения; 9 — нижний сеноман — вулканогенно-карбонатные отложения; 10 — порфиритовая свита — байос; 11 — лейас — глинистые сланцы и песчаники; 12 — верхнепалеозойские отложения; 13 — досреднекарбоновые отложения; 14 — жильные альбитизированные андезиты — верхнеэоценовые; 15 — гипабиссальные и субвулканические интрузии дацитов — предверхнеэоценовые (триалетская фаза); 16 — субвулканические интрузии и дайки альбитофиров — верхнемеловые (ларамийская фаза); 17 — диабаз-порфириты — верхний мел; 18 — батолиты и штоки гранитоидов — среднеюрские (батская фаза); 19 — интрузии массивов кварцпорфиров — верхний палеозой (герцинская фаза); 20 — батолитоподобные массивы гранитоидов — палеозой (каледонская фаза); 21 — нижний палеозой — метаморфические образования; 22 — оси антиклиналей; 23 — оси брахиантиклиналей; 24 — покровные антиклинали; 25 — сбросы

степени метаморфизированными кварцевыми порфирами (нижний горизонт), вторичными кварцитами (средний горизонт) и метаморфизированными слоистыми туфами и брекчиями с прослоями силицитов, аргиллитов и известняков (верхний горизонт). Именно в этих известняках были установлены плеченогие и кораллы, датирующие описываемую толщу, по определениям К. Ш. Нуцубидзе, Н. С. Бендукидзе, как средний и верхний карбон.

В кварцитах среднего горизонта установлены (Назаров, 1966) повышенные содержания Ba, Sr, Ti, Be, Zr, Pb, Zn и (сравнительно слабо) Cu, Ni, Ag, Co, Sn.

По степени регионального метаморфизма и интенсивности проявления складчатости нижние туффиты в условиях данного региона можно отнести к образованиям фундамента.

Породы фундамента пересекаются также верхнепалеозойскими и более поздними дайками габбро-диабаз-порфиритов.

Геосинклинальный структурный этаж представлен нижним и верхним ярусами. Образования нижнего яруса обнажаются на периферии Храмского и Локского кристаллических массивов и сложены тремя свитами. Самая нижняя из них — свита кварцевых песчаников и конгломе-

3732

и взбросы; 26 — надвиги; 27 — купол — реликт вулканического конуса; 28 — вулканический конус с сохранившимся пеплом; 29 — глубинные разломы и границы подзон; 30 — глубинные разломы предполагаемые; 31 — окварцованные породы (вторичные кварциты); 32 — хлоритизированные породы; 33 — низкотемпературные гидротермальные месторождения; 34 — среднетемпературные гидротермальные месторождения; 35 — высокотемпературные гидротермальные месторождения; 36 — свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления; 37 — медные месторождения и рудопроявления; 38 — железорудные месторождения и рудопроявления; 39 — марганцевые рудопроявления; 40 — молибденовые рудопроявления; 41 — рудопроявления золота; 42 — рудопроявления ртути; 43 — баритовые месторождения и рудопроявления; 44 — месторождения и рудопроявления клиноптилолита и морденита; 45 — литографический камень; 46— туфолавы; 47 — изверженные эффузивные и интрузивные породы; 48 — карбонатные породы; 49 — ископаемое установленное с участием автора.

Месторождения и проявления: 1. Алгетское, 2. Алгетское, 3. Ваке, 4. Алгетское, 5. Богвинское, 6. Маднисерское, 7. Ивановское, 8. Чив-чавское, 9. Ивановское, 10. Чхиквтинское, 11. Самебское, 12. Тетрицкаройское, 13. Матвеева гора, 14. Вархунское, 15. Грмахевское, 16. Бедянское, 17. Мамуласопельское (зап. уч.), 18. Мамуласопельское, 19. Пичвебисхевское, 20 Мамуласопельское (центральный уч.), 21. Мамуласопельское (восточный уч.), 22. Самшвилдское, 23. Дагетское, 24. Қосоларское, 25. Ахкалафинское, 26. Самгретское, 27. Питаретское, 28. Ратеванское, 29. Ратеванское, 30. Ратеванское, 31. Цихнарское, 32. Маднис-Қлдейсское, 33. Ратеванское (Сараларское), 34—35—36 — Цителсопельское, 37. Квемо-Болнисское, 38. Квемо-Болнисское, 39. Квемо-Болнисское, 40 Мушеванское I, 41. Мушеванское II, 42. Давид-Гареджское, 43. Қианетское, 44. Дарбазское, 45. Дарбазское, 46. Абульмулкское, 47. Абульмулкское, 48. Маднеульское, 49. Маднеульское, 50. Демур-суйское, 51. Саркинетское, 52. Даркилисское, 53. Малый Гузой, 54. Гуларское, 55. Гуларское, 56. Гуларское, 57. Сангарское, 58. Ташкясанское, 59. Ташкясанское, 60. Балыдарское, 61. Фахралинское, 62. Сарачлинское, 63. Баличское, 64. Дамблудское, 65. Баритисхевское, 66. Қарадагское, 67. Дарбазское, 68. Қалиоти-Тарское, 69. Джандарчайское, 70. Қамышлинское, 71. Киль-Салькинское, 72. Сакирское, 73. Джараерское, 74. Горасцкальское, 75. Мошеванское.

Институт Геологических Наук АН Грузинской ССР Библиотека

ратов геттанга (J_1h) — трансгрессивно налегает на размытую поверхность Локского кристаллического массива и начинается базальными конгломератами, сменяющимися к верху кварцевыми песчаниками. На Храмском массиве образования данной свиты не обнажаются.

По В. И. Зесашвили (1955) базальные конгломераты главным образом состоят из материала (окатанные гальки кварцпорфиров, кварцевых порфиритов, альбитофиров и т. д.) «нижних туффитов», перекрывающих ранее часть Локского массива, размыв которых и привел к формированию конгломератов.

Кварцевые песчаники по составу являются олигомиктовыми песчаниками, содержащими в нижней части обломки кварца (80%), кварцитов и кислых эффузивов, а в верхней — лишь обломки кварца.

Общая мощность свиты достигает 150 м, а ее возраст (J_1h) устанавливается по статиграфическому положению.

Средняя свита — слюдистые песчаники и конгломераты синемюр-аалена (J_1s — al_1) — по восстанию согласно сменяет кварцевые песчаники нижней свиты. Она окаймляет непрерывной полосой Локский кристаллический массив и образует изолированные друг от друга выходы на восточной периферии Храмского массива. В нижней части свиты обнажаются алевритовые песчаники и глинистые сланцы, в верхней — сперва тонкослоистые, затем массивные среднезернистые псаммиты.

В этой свите, по мере возрастания количества обломков полевого шпата и чешуек слюды, песчаники приобретают полимиктовый состав.

По датированной фауне (Зесашвили, 1955; Кахадзе, 1941; Джанелидзе, 1946) характеризуемая свита включает разрез лейаса от синемюра до нижнего аалена.

Порфиритовая свита байоса (J_2 bj_{1+2+3}) завершает юрскую систему и одновременно нижний ярус геосинклинального структурного этажа. Она несогласно перекрывает лейасские отложения и имеет большое распространение по площади в восточной и юго-восточной периферии Локского кристаллического массива, а также дает отдельные выходы на его северной периферии. Эта свита на Храмском массиве отсутствует. Это обусловлено тем, что в этой области геосинклинальный режим в байосе не проявлялся.

Согласно В. И. Зесашвили и Г. А. Чихрадзе, байосский подъярус делится на 3 части: 1. Нижняя толща в основном массивных авгит-плагиоклазовых порфиритов и их пирокластолитов, с незначительным количеством туфогенных песчаников; 2. Средняя толща слоистых туфобрекчий, туфогенных песчаников и туфов и 3. Верхняя толща пестрых вулканогенных пород, обладающих достаточно сложным минералогическим составом (Гамкрелидзе и др., 1965).

Чередование (снизу в верх) в байосской свите эффузивных членов от спилитов к авгитовым порфиритам, и еще выше к пластовым жилам

диабазов и реже роговообманково-авгитовым порфиритам Г. А. Чихрадзе объясняет эволюцией магмы от кислых к основным разностям. Г. М. Заридзе (1961) это явление считает результатом возрастающего (в обратном направлении) альбитового метасоматоза и воздействия поздних высокотемпературных газов и растворов, допуская при этом, что породы данной свиты в целом обладают основным составом.

Интрузивными образованиями нижнего яруса геосинклинального структурного этажа являются Поладаурский и Бардадзорский гранитоиды. Описания их приводятся по работам Г. М. Заридзе (1961), Ш. И. Джавахишвили (1958) и П. Ф. Киласония (1951).

Поладаурский интрузивный массив внедрялся в ядро антиклинальной складки Локского массива в виде штокообразного тела; выходы его установлены в ущелье р. Поладаури у моста Тамары. В восточной части интрузивного массива выделяются средне- и крупнозернистые породы гранитоидной структуры, а в западной части мелкозернистые породы аплит-пегматитовой структуры.

Становление гранитоидов происходило в основном метасоматически; их контактовые воздействия, в основном, выражаются: в разностепенной гранитизации кварцевых песчаников лейаса, в ороговиковании верхних горизонтов лейаса, в серицитизации и окварцевании байосских вулканогенов.

Характерно, что соприкасающиеся сеноманские отложения не подвержены контактовому изменению и содержат в основании гальку описываемых гранитоидов. Следовательно, время становления упомянутого интрузивного массива по времени должно быть увязано с батскими движениями.

Бардадзорский интрузивный массив обнажается на северном склоне Сомхитского хребта. Он внедрился в вулканогенно-осадочную свиту байоса. Р. И. Макашвили установлено становление гранитоидов метасоматическим путем. Возраст интрузива батский (Заридзе, 1961).

Дайки диабазов, порфиритов и кварц-роговообманковых порфиритов, наблюдавшиеся в байосской свите, представляют собой каналы, по которым проникали магматические образования байосса.

Верхний структурный ярус геосинклинального этажа в районе представлен нижне- и верхнемеловыми отложениями.

Маломощные нижнемеловые известняки с баремскими фораминиферами впервые обнаружены и описаны Д. Ю. Папава и другими (1969) в районе Тетрицкаро, на водоразделе между двумя левыми притоками р. Клдеисисцкали.

Верхнемеловые отложения, обладающие мощностью до 3000 м, подразделяются на 3 согласно залегающие свиты: 1) вулканогенно-карбонатную (нижний сеноман); 2) вулканогенную (верхний сеноман — кампан) и 3) карбонатную (кампан — дат).

1. Вулканогенно-карбонатная свита, обнажаясь на периферии упомянутых кристаллических массивов залегает с угловым несогласием на

юрские и более древние образования; она представлена 3-я подсвитами: нижней — вулканогенно-мергелистой, известняковой и верхней — вулканогенно-мергелистой (рис. 2), которые охарактеризованы богатой нижнесеноманской фауной. Свита характеризуется также слабым проявлением эффузивного магматизма, проявляющегося на различном стратиграфическом уровне.

2. Вулканогенная свита слагает почти всю пологую синклинальную складку, развившуюся между кристаллическими массивами и именно в пределах этой складки сформировались месторождения медной и барито-полиметаллической, марганцевой и железорудной формаций. Данная свита также разделяется на 3 подсвиты, соответствующие верхнему сеноману, турон-сантону и нижнему кампану (Гамкрелидзе и др., 1965).

Верхний сеноман на периферии Храмского массива несогласно залегает на лейас и представлен чередованиями кварц-порфиритовых туфов, туфопесчаников, туфобрекчий, мергелей и известняков. По Ю. И. Назарову (1966), в этом горизонте получили развитие конгломераты и пудинги с гальками «нижних туффитов», что говорит о мелководных и прибрежных условиях формирования отложений. На периферии Локского массива верхний сеноман представлен пачкой слоистых, грубообломочных, хлоритизированных туфов с прослоями пелитовых туфов и мергелей, с максимальной мощностью в 700 м. Как видим, вулканизм в верхнем сеномане в сравнении с нижним проявлялся более интенсивно.

Турон-сантон в районе Локского массива начинается образованиями нижнего турона, который согласно следует за верхним сеноманом и трудно отличим от него литологическим составом и вторичными процессами изменений. Начиная с нижнего турона до низов кампана, вулканизм усиливается и отлагаются вулканогенные породы, условно разделенные А. Л. Цагарели, В. И. Зесашвили, Ш. И. Джавахишвили и др. (1965) следующим образом (снизу вверх):

А-а) Альбитофировые и кварц-порфировые грубообломочные хлоритизированные туфобрекчии и туфы с прослоями пелитовых туфов и редких известняков с рудистами, мощность 600—650 м. А-б) Интенсивно хлоритизированные средне- и мелкозернистые брекчиевые туфы того же состава, с линзами известняков с преобладанием пелитовых, алевритовых и псаммитовых туфов в верхней части, мощность 1000 м.

Б) Линзообразный горизонт с преобладанием туфобрекчий авгитоволабрадоровых порфиритов, мощность до 250 м.

В) Туфы и туфолавы, декоративные «Болнисские туфы» альбитофирового и кварц-порфиритового состава, мощность 250 м.

В этих образованиях часто встречаются тела различной морфологии эффузивов и даек пироксеновых и роговообманковых порфиритов, диабаз-порфиритов, диабазов (преимущественно на периферии Локского массива), плагиоклазовых порфиритов и кварцевых порфиров (преимущественно на периферии Храмского массива), альбитофиров, кварцевых

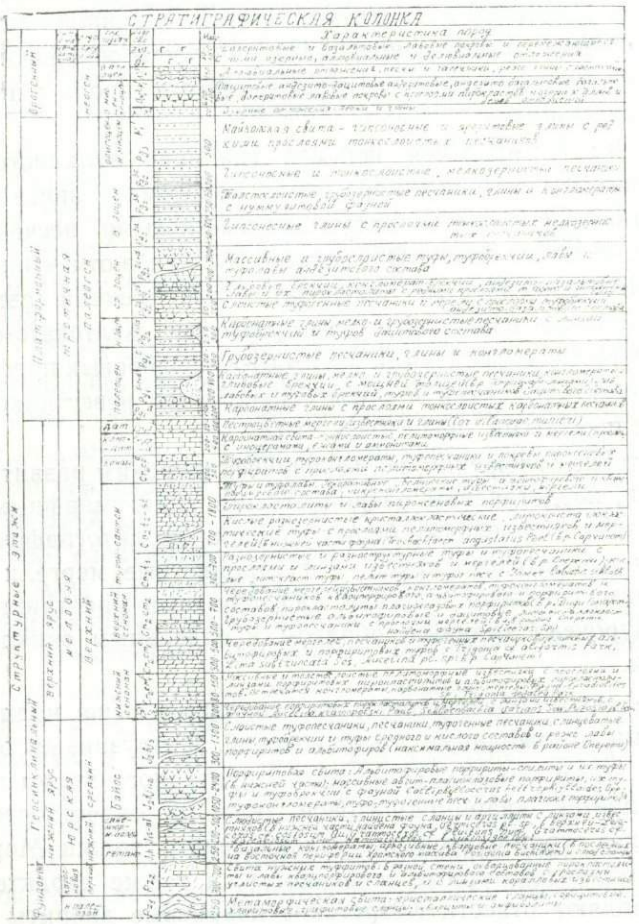
альбитофиров и дацитов (преимущественно в синклинальной депрессии) (рис. 1). На основе анализа распределения по площади магматических пород разного петрографического состава Г. М. Заридзе (1961) пришел к выводу, что магма, породившая верхнетурон-сантоскую толщу обладала основным составом в районе Храмского массива, а в районе Локского массива характеризовалась средним составом. Высокое же содержание в данных породах кварца и кислого плагиоклаза (SiO_2 в пределах 64,32—84,34%) автором объясняется интенсивным проявлением кварцевого и натриевого метасоматоза, переводившим иногда (по мере интенсивности) порфириты в кварцевые альбитофиры, характеризующиеся в отдельных случаях развитием порфировых кристаллов альбита и крупных зерен кварца, имеющих сходство со своей стороны с эффузивными образованиями. Продукты магматизма, развитые в данной свите, освещены во втором разделе работы, поскольку они часто обнажаются на площадях изученных месторождений и играют важную роль в геологическом строении последних.

Нижний кампан (Cr_2cp^a) является верхней границей вулканогенной свиты и представлен бескварцевыми зелеными породами с авгитом и основным плагиоклазом, туфопесчаниками и известковыми песчаниками (П. Д. Гамкрелидзе и др., 1965). В ущелье р. Алгети в отмеченном подъярусе выделяются: тонкослоистые зеленоватые туфобрекчии авгитовых порфиритов, слоистые известняки, толстослоистые желтовато-серые туфы; зеленовато-серые туфобрекчии авгитово-лабрадоровых порфиритов; зеленовато-серые туфобрекчии и туфы с прослоями известняков; слоистые известняки с прослоями пелитовых туфов.

Кампан-маастрихтские отложения, пользующиеся широким развитием в ущелье р. Алгети, представлены разноцветными пелитоморфными известняками и мергелями с прослоями белых известняков литографского типа. Образования же датского яруса — пестроцветные мергели и фораминиферовые глины, согласно залегают над породами маастрихта. Данная подсвита приурочена главным образом к отдельным синклинальным сооружениям.

Контакт верхнемеловых образований с залегающими выше надлежащими палеогеновыми отложениями тектонический. Интрузивным образованием в верхнем ярусе геосинклинального структурного этажа по всей вероятности является кварц-диоритовое тело из окрестностей с. Казрети, прорывающее турон-сантонские вулканогенные толщи. Морфологические и структурно-текстурные особенности, а также характер развития трещин позволяют отнести Казретские кварцевые диориты к гипабисальным образованиям, связанным с ларамийской орофазой. Более поздние интрузивные тела, прорывающие верхнемеловые вулканогенные отложения, представлены дайками роговообманковых дацитов и лакколитами роговообманково-биотитовых дацитов. Возраст дацитов датирован средним эоценом (Ткемаладзе, 1972).

В строении платформенного структурного этажа принимают участие палеогеновые и верхнемиоценовые отложения, образованные в условиях слабых эпейрогенических движений; палеоген представлен: конгломератами, песчаниками и массивными брекчиями дацитового состава палеоцен-нижнего эоцена; туфобрекчиями, туфами, порфиритами и андезито-базальтовыми лавами среднего эоцена (в общем андезито-базальтового состава); гипсоносными глинами верхнего эоцена и майкопской свитой олигоцен-нижнего миоцена. По наблюдениям автора над образованиями среднего эоцена залегают с угловым несогласием некарбонатные глины и песчаники верхнего эоцена. Слои среднего эоцена падают по аз. 185° с углом падения 50°, а верхнеэоценовые отложения наклонены на ЮЗ (260°) и имеют угол падения 20°.


СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Характеристика пород
Структурные этажи
Платформенный
Геосинклинальный
Палеогеновая система
Неогеновая система
Верхний
Средний
Нижний
Верхний
Средний
Нижний
Эоцен
Палеоцен
Майкопская свита
Чокрак-караган
Конка
Чокрак
Караган
Тарханский
Чокрак
Караган

менных условиях образуют слоистые толщи, объединяемые нами аналогично Л. И. Лукина (1973) в орогенный структурный этаж. Последний представлен образованиями миоцен-плиоцена и четвертичной системы.

Верхний миоцен-нижнеплиоценовый подъярус неогена сложен в основном продуктами эффузивного вулканизма—дацитовые, андезито-дацитовые, андезитовые, андезито-базальтовые, базальтовые и долеритовые лавовые покровы с редкими прослоями пирокластов и озерных аллювиальных и делювиальных отложений (в районе Кечутского и Абул-Самсарского хребта).

Верхний плиоцен представлен аллювиальными отложениями, глинами и т. д.

Четвертичная система в районе представлена долеритовыми и базальтовыми лавовыми покровами (продукты последнего этапа проявления вулканизма) и перемежающимися с ними озерными, аллювиальными и делювиальными отложениями.

ТЕКТОНИКА

Болнисский рудный район глубинными разломами расчленен на крупные блоки, которые проявляют специфичность в строении. По П. Д. Гамкрелидзе (1965), здесь выделяются шесть геотектонических единиц: Храмское поднятие, Локское поднятие, Маднеульско-Поладаурская подзона, Тетрицкаро-Асуретская подзона, Марнеульская подзона погружения, Дманисско-Сакирская подзона.

Храмское и Локское поднятия по П. Д. Гамкрелидзе (1966) — это крупные геотектонические подзоны, разграниченные от соседних единиц глубинными разломами: Храмское поднятие граничит с Аджаро-Триалетской складчатой системой, ее южным межзональным глубинным разломом, с Джавахетской зоной — Кечутским разломом (структурным швом), с Маднеульско-Поладаурской подзоной — Мамула-Шихилойским сбросом и составляет его приподнятое крыло. Северной границей Локского поднятия выступает Локско-Агдамский межзональный глубинный разлом, зародившийся в раннеюрском периоде. Наличие и глубинность заложения упомянутых разломов подтверждается резкими обрывами вдоль них, анализом мощностей пород, примыкающих к ним с разных сторон, трассированием открытыми разломами, линейными интрузиями и данными сейсморазведками и гравиметрии.

Внутреннее тектоническое строение Храмского и Локского поднятий характеризуется разновозрастными складчатыми формами и разрывными нарушениями.

На храмском поднятии установлены верхнепалеозойская брахиантиклиналь в СВ части в кварцпорфирах и туффитах и доверхнемеловые (широтные), послеверхнемеловые (СВ, СЗ и широтного направления) сбросы. Сбросом Мамула-Шихило в послеверхнемеловом периоде массив приподнят на 700—800 м. Сместитель имеет широтное простирание,

угол падения — почти вертикальный. Вдоль послеверхнемелового Ивановского сброса СЗ простирания приподнято СВ крыло, чем и обусловлено появление в этом районе на поверхности кристаллических пород массива. Вертикальная амплитуда свыше 300 м. Субстрат подзоны Храмского горстообразного поднятия приподнят на 2 км над уровнем моря, а над погруженной южной частью — на 4-5 км (П. Д. Гамкрелидзе, 1966).

Локское поднятие — крупная антиклиналь широтного простирания, быстро погружающаяся к западу и сложенная палеозойскими, юрскими и верхнемеловыми образованиями. Она начала свое формирование в лейасе (если не раньше) и закончила до среднего эоцена (П. Д. Гамкрелидзе, 1965). В южном крыле Локской антиклинали установлены сравнительно мелкие досреднеэоценовые брахискладки, а в северо-западной части досреднеэоценовые сбросы меридионального, широтного и северо-западного простираний с опущением соответственно западного, южного и юго-западного крыльев. При этом средняя амплитуда перемещений 300 м. По меридиональному сбросу наблюдается притык лейасских отложений к метаморфической толще. Из разрывных нарушений наиболее крупным является краевой надвиг сеноманских отложений на юру.

Маднеульско-Поладаурская подзона, в которой преимущественно распространены верхнемеловые образования, тектонически представляет близширотную синклинальную депрессию шириной до двух десятков километров, длиной в несколько десятков километров, расположенную между Локскими и Храмскими поднятиями с пологим залеганием крыльев. Общая синклинальная складка данной подзоны осложняется вулканическими постройками, крупными и мелкими разрывными нарушениями и зонами разломов разного генетического происхождения, и складками широтного, СВ и СЗ направлений (рис. 1). Складки широтного направления представлены: 1) линейными складчатыми сооружениями первого порядка с незначительным размахом крыльев; они закартированы в районах: Диди-Дманиси (антиклиналь), Квемо-Болниси (антиклиналь), Патара-Дманиси (синклиналь). Эти складки несогласно перекрыты эоценовыми отложениями, что является прямым геологическим фактом доэоценового возраста их формирования, 2) мелкими, пологими и быстро затухающими складками среди нижне- и верхнесеноманских отложений; такие складки картируются в районах сел: Оперети, Гульбати, Кудро, Гомарети, Ахкалапа и т. д.

Из складок других направлений надо отметить антиклинальные складки СЗ простираний Маднеульского рудного поля, горы Амаглеба, горы Дарбаза, района Квемо-Болнисского месторождения (выделена нами, рис. 16) и антиклинальные складки СВ простираний: Сакдрисгеле, Акаурта, Кианети, Чатахи, Квемо-Болниси и др. (рис. 1). Эти складки пологие и быстро затухающие, в связи с чем исследователями рас-

сматриваются либо как вулканические купола, либо как брахиантиклинали; они слабо отражены в палеогеновых образованиях Тетрицкаро-Асуретской подзоны; системы нарушений, связанные с ними, контролируют положение кварцевых альбитофиров и вторичных кварцитов.

Исследованиями автора доказывается тектонический характер образования всех перечисленных типов складок, досреднеэоценовый возраст складок СЗ простираний и связь части складок СВ простираний с предверхнеэоценовыми тангенциальными перемещениями (см. разд. II).

Существенное влияние на общее и локальное строение Маднеульско-Поладаурской подзоны оказали глубинные и коровые разрывные нарушения. Компенсация восходящих движений в областях Храмского и Локского поднятий, вдоль крупнейших разграничивающих (охарактеризованных выше) глубинных разломов, нисходящими движениями в пределах Маднеульско-Поладаурской подзоны привела здесь, в конечном итоге, к залеганию фундамента на глубину порядка 3—5 км с погружением его с запада на восток.

В центральной части Маднеульско-Поладаурской подзоны установлен глубинный разлом близширотного направления. К сфере влияния этого разлома приурочена полоса интенсивного развития разновозрастных интрузивных и жильных образований, гидротермального метаморфизма и оруденения (Надирадзе, Назаров, 1965).

Глубинный разлом антикавказского направления, типа поперечного шва, выделяется нами по линии сел Самцвериси, Квемо-Болниси, Дагет-Хачини на следующем основании: в этом направлении ориентированы серия даек и лакколитовых тел дацитов, другие магматические породы гибридного состава, пояса гидротермального изменения пород; примыкающие к этой линии западный и восточный блоки имеют отличительные черты: в западном блоке широкое развитие находят складки и нарушения СЗ и СВ направлений и медно-, свинцово-цинковые месторождения, а в восточном блоке наблюдаются близширотные складки и концентрация железорудных месторождений. Кроме того, кристаллический субстрат здесь расположен значительно глубже.

На основании изложенного подзону мы разделяем на Маднеульскую и Поладаурскую рудные подзоны (рис. 1).

Глубинные разломы более высокого порядка, видимо сопряженные с упомянутыми выше разломами, наблюдаются вдоль долин рек Машавера, Талаверчай и Шулаверчай.

Разрывные нарушения более высокого порядка представлены взбросами и сбросами СЗ и СВ простираний. Вдоль сбросов СЗ простираний (300—330°) в районах Оперети и Питарети в большинстве случаев опущенным является юго-западное крыло с амплитудами в пределах 100—300 м. Вдоль сбросов СВ простираний (20—70°) в районах Цихнари и Шоршолети соответственно на 500 и 600 м опущены ЮЗ крылья;

сбросом северо-восточного простирания села Садахло на 200—250 м приподняты известняки СВ крыла.

На территориях изучаемых месторождений нами были установлены разрывные нарушения близширотного и меридионального простирания с преимущественными сдвиговыми перемещениями, наложенными на складчатые структурные элементы и контролирующими оруденение. Эти разломы имели свои оперяющие системы трещин СЗ и СВ простираний. Таким образом, наблюдаемое многообразие разрывов высокого порядка вынудило нас произвести изучение трещинной тектоники и разрывных нарушений, отраженное в самостоятельной главе (см. разд. II).

Рассредоточение вулканических центров вдоль глубинных разломов (рис. 1) и морфологические особенности экструзивных тел (некки, жерловины и т. д.) показывают, что в этой подзоне проявлялись как трещинный, так и центральный типы извержений. При этом вулканические купола встречаются в районе г. Карадаг, села Акаурта, с. Казмиани-Аз, западнее г. Дегурдаг, юго-западнее г. Дамур-су, г. Сегнер; для них характерным является наличие глыбообломочного пирокластического материала и падение пород в сторону от центра постройки. Вулканические конусы выделяются в районе гор Елдаг, Шоршолети, с. Сперети и юго-западнее г. Гезелдаг. Эти постройки характеризуются сохранившимся пепловым материалом, наличием субинтрузии альбитофиров, развитием концентрических и радиальных трещин, магнитными аномалиями от нескольких сот до тысячи гамм. Экструзивные некки, сложенные альбитофирами и пирокластолитами альбитофирового и кварц-альбитофирового состава, нами зафиксированы в районе г. Евшандаг.

Тетрицкаро-Асуретская подзона по тектоно-литологическому строению и истории геологического развития является переходной зоной между Аджаро-Триалетской складчатой системой и расположенной к югу от нее территории. Ее граница с Аджаро-Триалетской складчатой системой, видимо, проходит севернее с. Абрамети по горизонту дацитовых брекчий и обозначена крупными разрывами. При этом для второй зоны характерны интенсивно сжатые складки, а в Тетрицкаро-Асуретской подзоне развита пологая складчатость. В самой северной части подзоны прослеживается Абраметская антиклиналь, которая на западе по нашим наблюдениям соединяется не с Парцханисской, а с Амлевской антиклиналью, образуя при этом линейную складку, вытянутую вдоль межзонального глубинного разлома. В строении этой складки принимают участие нижне-, средне-, верхнеэоценовые и олигоценовые отложения. Падение крыльев складки 10—25°. Южное крыло Амлевской антиклинали осложнено дополнительной складчатостью.

Южнее от Абрамети-Амлевской антиклинали, по правому склону р. Алгети фиксируются четыре синклинали и четыре антиклинали; самые южные из которых в юго-западной части перекрыты долеритовым

лавовым потоком. В долеритах замечена гофрировка лав и общее падение на юг и юго-восток (Гамкрелидзе, 1965).

Из разрывных нарушений П. Д. Гамкрелидзе (1965) выделяет сбросы у селения Чала, близ горы Самеба и ниже села Косолари. Первый сброс проходит в меловых и палеоценовых отложениях в ущелье р. Алгети; опущенным является северное крыло на 50—60 м. Второй сброс прослеживается в дацитовых брекчиях палеоцена, которые по плоскостям сместителя опущены на Юг на 300 м. Косоларским сбросом меридионального направления в ущелье р. Алгети разорваны дациты с приподнятием восточного крыла на 250—300 м. По нашим наблюдениям, этот сброс представляет выражение в чехле намеченного нами глубинного разлома антикавказского направления с расположением вдоль него серии даек и цепочек лакколитов дацитов (Самшвилдские и Квемо-Болнисские тела дацитов).

Сакирско-Дманисская подзона в структурном отношении представляет собой пологопадающую в основном на юго-запад моноклиналь. Она сложена исключительно среднеэоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями, отделяясь от Маднеульско-Поладаурской подзоны глубинным разломом СЗ простирания. По неопубликованным материалам Н. П. Гамкрелидзе до этого разлома доходит близширотный Локско-Агдамский глубинный разлом, ограничивающий Локское поднятие с севера. В этой подзоне складчатые формы проявлены редко. Пологая северо-восточного простирания антиклиналь закартирована вблизи села Петровка; ось ее имеет протяжение не превышающее 5 км. Молодые долеритовые потоки наблюдаются в истоках р. Машавера.

Марнеульская подзона представляет западное окончание Куринской депрессии и более или менее повторяет историю развития последней. Она сложена горизонтально залегающими четвертичными и дислоцированными верхнемеловыми отложениями.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

Петрофизика применительно к геологии является областью исследований физических свойств геологических пород с целью изучения истории геологического развития земной коры, геологического строения отдельных регионов, поисков и разведки полезных ископаемых (Дортман, 1963). Поставленная задача решается путем исследования комплекса физических свойств — плотностных, прочностных, упругих, акустических, магнитных, электрических, гравиметрических, радиоактивных свойств, которые изучаются в лабораторных условиях по образцам пород, непосредственными замерами в массиве, либо по каротажным диаграммам, или же, наконец, наземными и аэрогеофизическими съемками.

В табл. 1 проанализированы некоторые результаты, полученные при изучении плотностных и прочностных свойств пород Болнисского рай-

Таблица 1

Средние значения физических свойств горных пород Болнисского района

Возраст	Наименование породы, участка	Плотность, г/см³: Удельный вес, δ гс/см³	Пористость общая, P%	Прочность кгс/см² при: сжатии, σ	сжатии в водонасыщенного, $\sigma_в$ / сжатии после замораживания, $\sigma_м$	Коэффициент морозостойкости, $K_м$ / Коэф. размягчения, $K_{раз}$	Модуль упругости, $E.10^{-5}$ кгс/см² / Коэф. Пуассона, μ	Скорость продольной упругой волны, v_p км/сек / Скорость поперечной упругой волны, v_s км/сек
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Палеозой	Граниты (Храмские и Локские массивы)	2.51—2.82	—	790—1995	—	—	—	4,5
	Диабаз-порфириты	2,62 / 2,66	2,63	1345	1115 / 1294	1,12 / 0,85	2,86 / 0,34	4,1 / —
	То же в зоне выветривания	2,60 / 2,63	2,35	—	793 / 1036	1,02 / 0,78	1,82 / 0,35	4,6 / 1,5
	Гнейсы	2,60	—	—	—	—	—	5,15
	Сланцы	2.70	—	—	—	—	—	5,25
Юра	Базальты	2,82 / 2,84	0,64—0,81	1271—1503	—	0,89—0,97	—	—
	Туфы разные	2,54	—	—	—	—	—	4,05
Верхний мел	Базальты (Ивановка)	2,57—2,84	—	507—1082	456—979 / 445—974	0,77 / 0,83	— / —	— / —
	Базальты-порфириты (Болниси)	2,47—2,68	—	—	826—1139	0,72—0,87 / 0,91—1,32	—	—
	Диабаз-порфирит (Маднеули)	2,65—2,68 / 2,75	2,31—2,68	1417	—	—	2,37 / 0,36	4,3 / 3,7
	Кварцевые альбитофиры (Цителсопели)	2,60 / 2,79	6,66	1228	—	—	3,64 / 0,12	—
	Альбитофиры (Казрети)	2,49 / 2,64	6,54	860	—	—	1,3 / 0,34	2,9 / 1,4
	Альбитофир из контактовой зоны (Казрети)	2,49 / 2,55	3,24	605	—	—	1,26 / 0,3	2,85 / 1,4
	Литоизвестняки (Алгети)	2,48—2,52	2,9—6,2	2547	2097 / 2133	—	—	—
	Литоизвестняки (Тетрицкаро)	2,43—2,6 / 2,71	6,2—10,3	1702 2995	—	— / 0,38—0,5	—	—
	Туфолава альбитофировая (Цителсопели)	2,07—2,26 / 2,68	15—23	380—503	285—525 / 275—520	0,72 0,90 / 0,81 0,90	—	—
	Туф зелено-голубоватого цвета (Гудаети, р. Вакис Хеви) облицовочный	1,96—2,04 / 2,33—2,40	19—24	426—924	—	—	—	—
	Туф кристаллокластический кислого состава	2,12—2,25	—	240 702	235—459 / 122 452	0,12—1,0 / 0,64 0,98	—	—
	Туф литокристаллокластический кварцевого альбитофира (Маднеули)							
	Туфопесчаники (Лерновское месторождение)	1,85—1,94 / 2,68	28—32	165—217	—	—	—	—
	Туфобрекчия с хлоритизированной связ. массой	2,47 / 2,61	5,93	676—1073	—	—	2,23 / 0,33	3,98 / 1,94
	Туффит (Маднеули)	2,46 / 2,62	6,46 / 6,58	492—866	—	—	2,26 / 0,35	3,73 / 1,81
Эоцен	Андезит (Тетрицкаро)	2,3		973 1118	840 995	—	—	—
	Базальты (Манглиси)	2,42	—	337	283 / 218	0,77 / 0,83	—	—
	Дациты (Квемо-Болниси)	2,57	—	954	888 / 812	0,91 / 0,93	—	—
	Дациты (Болниси)	2,41	—	1560	1370 / 1301	0,95 / 0,88	—	—
	Дациты (Самцвериси)	2,49	—	1967	1631 / 1370	0,84 / 0,89	—	—
	Туфолава (Шихилойское месторождение) палеоцен и н. эоцен	2,16 / 2,63	13,27	1055	901	— / 0,85	—	—
	Песчаники (Ахбулах)	2,18	—	490	369 / 379	—	—	—

она. Как видно, палеозойские породы в сравнении с мезо-кайнозойскими отложениями обладают более высокой плотностью. Эта закономерность, как мы увидим ниже, нарушается при наложенных гидротермальных процессах: окварцевании, серицитизации, сульфидизации. Среди разнообразных геологических образований района разнообразные туфы, туфопесчаники и туфолавы верхнего мела резко выделяются характерной для них высокой пористостью.

Установленные физико-механические параметры должны были послужить стимулирующим фактором для развития по изученным породам метасоматических процессов. С другой стороны данные по пористости в настоящее время широко используются в вопросе установления глубинности образования магматических тел. Для подобного рода суждений по Болнисскому району пока получено мало эмпирических данных и они должны стать предметом специальных исследований. На примере диабаз-порфиритов мы можем констатировать, что глубинная фация данного магматического тела действительно обладает меньшей пористостью. Однако, поскольку эффузивные базальты имеют низкие показатели пористости в сравнении с более глубинным диабаз-порфиритами, использование показателя пористости в установлении фациальной принадлежности магматического тела должно быть произведено раздельно по генетическим группам магматических образований.

При рассмотрении прочностных показателей в первую очередь следует отметить большой разброс полученных данных по прочностным свойствам гранитов (от 790 до 1995 кгс/см^2) при сравнительно низком среднем их значении.

Установленные параметры физико-механических свойств говорят об интенсивной тектонической деформации Храмских и Локских палеозойских гранитов, а также о большем проявлении остаточных деформаций в изученных разностях гранитов, что хорошо коррелируется с данными петрографического изучения анализируемых гранитов. Дациты обладают высокими показателями прочности (954—1967 кгс/см^2) в сравнении с магматическими образованиями верхнего мела. Учитывая наряду с этим то, что эти породы характеризуются низкой пористостью и относительной свежестью минерального состава, а также приняв во внимание геологические данные, изложенные во втором разделе, можно предположить, что характеризуемые дациты сформировавшиеся в гипабиссальных условиях, имеют более молодой возраст.

Упругие свойства горных пород находятся в зависимости от их петрографического состава и истории формирования. К примеру, гнейсы и сланцы, представляющие собой интенсивно метаморфизированные древние седиментогенные или основные породы, характеризуются высокими показателями скорости упругих волн. Корреляционные зависимости упругих свойств от петрографического типа пород и

условий их формирования конкретно по месторождениям приводятся во втором разделе.

Из исследований крупного плана в области петрофизики применительно к геологии следует выделить работу Б. К. Балавадзе (1957), в которой автор на основе количественной интерпретации аномалий силы тяжести в неполной топографической редукции относительно детально охарактеризовал строение земной коры на территории Грузии. По результатам исследований автора земная кора в Грузии наибольшую мощность имеет под центральной частью Кавкасиони (55—67 км) и Ахалкалакским нагорьем, а наименьшую в районах Дзирульского массива и Цихисдзири. В районе Болниси мощность земной коры 48 км в том числе осадочный слой имеет мощность 6 км-ов, гранитный — 18 км и базальтовый 24 км. Наличие аномалий силы тяжести на данном участке автор объясняет «поднятием плотных (подкоровых) глубинных масс». С другой стороны в результате наших исследований мы пришли к выводу, что рудоносные флюиды отщеплялись от глубинного магматического очага или верхней мантии. Анализируя упомянутые материалы становится очевидным необходимость проведения крупномасштабных геофизических работ для выделения приподнятых участков поверхности Мохоровича под рудоносными подзонами и рудными узлами Болнисского района.

По исследованиям М. С. Иоселиани (1969), осадочный комплекс на территории Грузии в основном представлен мезо-кайнозойскими отложениями и имеет максимальную мощность 14 км. Автор составил схематическую карту поверхности кристаллического фундамента Грузии, на которой вокруг Локского и Храмского массивов провел нулевой контур залегания поверхности фундамента. При этом было установлено, что на сейсмическом профиле через Болнисскую зону глубина залегания фундамента совпадает с данными гравиметрии и колеблется в пределах ± 1—2 км.

Согласно составленной таблицы магнитная восприимчивость (10^{-6} CGSM) пород Болнисского района колеблется в широком диапазоне. Низкой восприимчивостью характеризуются верхнелиловые туфы (442) и долериты (730), а также среднезоценовые кератофиры (730). Высокой восприимчивостью обладают диабазы (1760—2825), порфириты (1823), долериты четвертичные (2350—2400), некоторые альбитофиры (1811—2740) и дациты (1995). Магнитная восприимчивость гранитов равняется нулю. Высокая магнитная восприимчивость некоторых альбитофиров указывает на их образование за счет изменения пород основного либо среднего состава.

В этой работе автор описал Локско-Храмско-Гуджаретскую отрицательную магнитную аномалию, которая проходит через Локский и Храмский массивы и вытягивается в субмеридиональном направлении. В этом же направлении наблюдается поднятие поверхности зале-

гания кристаллического фундамента в районе Аджаро-Триалетской складчатой системы. М. С. Иоселиани (1969) полагает: данная аномалия обусловлена интрузией большого гранитоидного тела, содержащем в своем составе мало минералов, обладающих магнитными свойствами; Локский и Храмский массивы, очевидно, на глубине представляют собой единое целое.

Сопоставляя схематическую карту поверхности фундамента с картой сейсмичности территории Грузии М. С. Иоселиани приходит к выводу, что сейсмоактивные зоны приурочены к зонам глубинных разломов. Более того, он отмечает расположение вдоль Абул-Самсарского глубинного разлома меридионального направления очагов магматического действия и гипоцентров землетрясений и определяет глубины очагов землетрясения. Эти данные хорошо коррелируются с данными по Болнисскому району, где вулканические центры расположены в основном вдоль Мамула-Шихилойскому, Локско-Агдамскому и, проходящему по центральной части Маднеульско-Поладаурской подзоны, глубинным разломам близширотного простирания (рис. 1). Характерно, что в этом районе в основном вдоль этих же разломов рассредоточены эпицентры землетрясений. При этом вдоль Мамула-Шихилойского сброса эпицентры землетрясений расположены на глубинах: 21—30 км (4—5 и 5—6 балльное), 6—10 км (5, 6—6 балльное) и 5 км (4—5 балльное); по центральному разлому эпицентры находятся на глубинах: 16—20 км (6—7 балльное), 6—10 км (4—5 балльное), а вдоль Локско-Агдамского глубинного разлома эпицентры находятся на глубинах 16—20 км, 20—30 км и 5 километров. Анализируя эти данные приходим к выводу, что очаги землетрясений находятся как в гранитном, так и базальтовом слоях. С другой стороны неоднократные наблюдения показывают, что при извержениях центрального типа магматические очаги расположены не очень глубоко.

Отмеченное наводит на мысль, что преобладающая масса землетрясений и очагов магматических действий связаны с глубокофокусными, порой доходящими до верхней мантии, разломами. Полученные результаты используются нами ниже при объяснении генезиса и причин движения рудоносных гидротермальных растворов.

Метод теллурических токов успешно применяется для решения различных задач структурной геологии и разведки полезных ископаемых. А. В. Бухникашвили, Г. Е. Гугунава и другими этим методом, а также методами МТЗ и МТП изучены характерные профили по Грузии (1969), в том числе профиль Чатахи-Храми-Натахтари-Орджоникидзе. По полученным результатам в районе от с. Чатахи до участка Болниси среднее значение теллурического параметра превышает 10 (по построенному разрезу в этой же части поверхность фундамента выше), дальше к северу наблюдается резкое уменьшение (до 1,5) параметра μ (ущелье реки Храми).

Вообще на территории Южной Грузии в отдельных пунктах наблюдается увеличение $\alpha \left(\text{arctg} \frac{E_y}{E_x} \right)$ и большой разброс углов наклона вектора, что по мнению авторов обусловлено не только сложным геологическим строением, но и влиянием орогидрографии и расчлененностью рельефа.

В этой же работе авторы приводят электрические параметры (сопротивления) горных пород Восточной Грузии, которые дают следующие показатели: граниты $8{,}0 \cdot 10^2$ омм—$5{,}0 \cdot 10^3$ омм (ВЭЗ), глинистые сланцы лейаса—10^4—10^6 омм (лабораторные определения), среднеюрская порфиритовая свита —10^2—10^5 омм (лабораторные определения); песчаники всех периодов, исключая третичных, 10^5 омм (лабораторные определения); карбонатные породы верхнего мела — $4 \cdot 10^1$ — $2 \cdot 10^2$ омм (каротажные данные), 10^2 — 10^3 (параметрические промеры) и 10^6 омм (лабораторные определения); третичные глины — 15—20 омм; новейшие отложения — 10^1 — 10^2 омм.

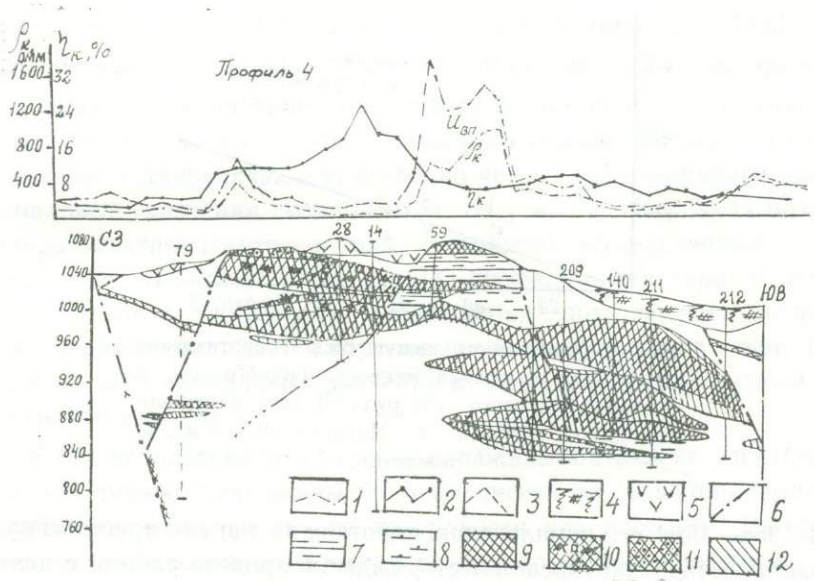


Рис. 3. Графики ВП по поперечному разрезу Маднеульского месторождения. 1 — график $\rho_к$; 2 — график $\eta_к$; 3 — график ВП; 4 — делювий; 5 — альбитофиры; 6 — разрывные нарушения; 7 — глинистые кварциты; 8 — вторичные кварциты светло-серые; 9 — балансовая медносульфидная руда; 10 — балансовая свинцово-цинковая руда; 11 — окисленная свинцовая руда; 12 — забалансовая медносульфидная руда.

Впервые геолого-геофизические исследования прикладного характера в Болнисском рудном районе проводились М. З. Нодия (1939). Им выполнены магнитометрические работы на Чатахской группе месторождений с целью поисков железорудных тел. Однако были полу-

чены отрицательные результаты из-за немагнитности гематита, являющегося главным рудным минералом.

В 1951—1957 гг. Болнисской геофизической партией выполнены комплексные геофизические исследования, в результате которых были прослежены отдельные рудоконтролирующие разрывы и контакты туфогенных пород среднего эоцена и верхнего мела с остальными породами Лок-Джандарского массива, а также выявлены сравнительно крупные аномальные площади в районах месторождений Маднеули, Давид-Гареджи и ряд мелких аномалий Мушевани и др., обусловленные скрытой эндогенной минерализацией.

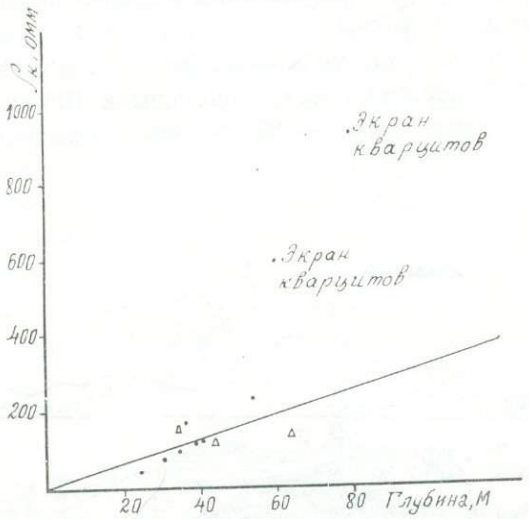


Рис. 4. Зависимость кажущегося сопротивления от глубины залегания медносульфидного (·) и свинцово-цинкового (Δ) рудного тела вдоль поперечного профиля 4 Маднеульского месторождения.

В 1958—1962 гг. комплексная каротажная партия треста «Грузуглеруда-разведка» на Маднеульском месторождении провела работы с целью определения эффективности методов электроразведки: ВП, индукции и использования буровых скважин. Кривые метода индукции, кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления, нами были привязаны к детальным геологическом разрезам (рис. 3). Полученные данные и другие материалы показали, что для условий Маднеульского месторождения наиболее эффективен наземный вариант ВП. При этом эффективность заключается в том, что кажущаяся поляризуемость характеризуется повышенными значениями (против фонового) над свинцово-цинковыми рудами в пределах 9—25%, а над медными—в пределах 4—10%; кажущееся сопротивление проявляет прямую пропорциональную зависимость от глубины залегания рудных тел и дает пониженные показатели

над свинцово-цинковыми рудами в пределах 40—180 омм и над медными рудами в пределах 140—280 омм. При экранировании руды сверху вторичными кварцитами η_k и ρ_k не выделяют их. За пределами ограничивающих месторождение рудоконтролирующих разломов значения η_k и ρ_k приравниваются к фоновым — η_k фоновые = 4% и ρ_k фоновые = 400 омм. Следует при этом учесть, что профилирование осуществлено по схеме среднего градиента разносами питающих электродов на 1000 м и приемных на 20 м.

При методе индукции с помощью радиопередающего устройства создавалось электромагнитное поле и при наличии геологического объекта, обладающего повышенной электропроводностью, в последнем возбуждались токи, создающие вторичные или аномальные поля. На поверхности, как следствие, должно было проявляться результирующее поле (первичные+вторичные), которое и исследовалось специальным приемным устройством. Исследуя несколько профилей, заданных по простиранию медносульфидного оруденения в восточной части месторождения, было сделано заключение (Накани и др., 1963) о непригодности данного метода в условиях Маднеульского месторождения.

Однако сопоставление кривых метода индукции с геологическим разрезом показывает, что несмотря на малые глубины наблюдения над рудными телами устанавливаются, особенно четко вне вторичных кварцитов, аномальные значения компонентов (H_y, α, H_x, H_z) результирующего вектора электромагнитного поля. К примеру исследованный между буровыми скважинами 28/275 и 126/333 профиль интенсивно рудоносный и по всему этому интервалу наблюдаются повышенные значения H_y, редко (в районе скв. 36, 35, 65) повышенные значения α и еще реже совпадение мест аномальных значений α, H_y, H_x и H_z над рудным горизонтом (район скв. 73).

Когда использовались буровые скважины, питающие электроды опускались в смежные скважины по возможности на максимальные глубины, а приемные располагались на поверхности или наоборот. Распределения потенциалов созданного электрического поля по профилям скважин показали, что $\rho_к$ дает пониженные значения в месте проявления рудного горизонта, в первом случае только при условии отсутствия перекрывающих его высокосопротивляемых пород, а во втором — интервал с низким $\rho_к$ несколько шире рудного подсечения.

В последующем периоде (1962—1976 гг.) в Болнисском районе проводятся крупномасштабные геофизические исследования, включающие: профильную съемку наземного варианта ВП; скважинный вариант ВП в модификации радиоволнового просвечивания и азимутального наблюдения; проверку поисково-разведочным бурением вы-

деленных геофизических и геохимических аномалий и т. д. Ниже приводятся результаты этого периода.

В 1965—1966 гг. по нашей инициативе в районе Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений в общем по 30 профилям были записаны кривые симметричного и дипольного профилирования с целью уточнения контуров дацитов и вторичных кварцитов под делювиальными отложениями, а также прослеживания, ограничивающее Маднеульское месторождение с запада, разрывного нарушения. В последствии нами были составлены геологические разрезы по упомянутым профилям, нашедшие отражение в структурно-литологических картах Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений. В результате этих работ установлено: 1. Аномальные понижения $\rho_к$ совпадают с местоположением зоны нарушения. 2 Дацитам и вторичным кварцитам соответствуют высокие значения $\rho_к$ и, следовательно, они хорошо выделяются (рис. 5).

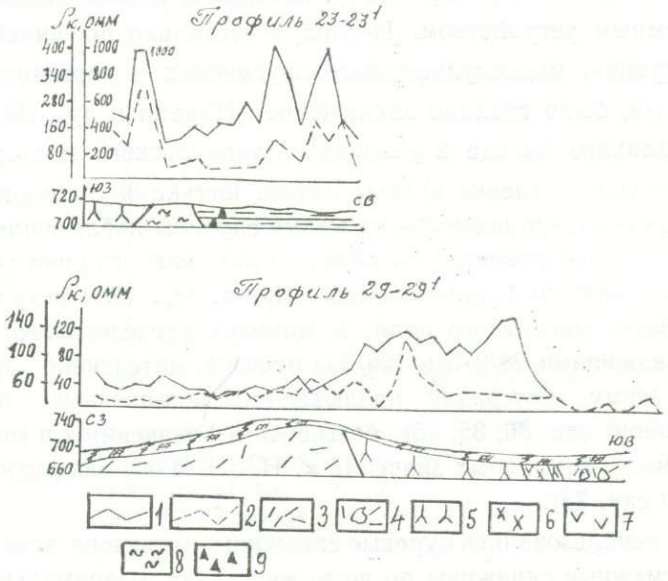


Рис. 5. Графики симметричного и дипольного профилирования по характерным геологическим разрезам Квемо-Болнисского месторождения. 1 — кривая $\rho_к$ симметричного профилирования, по данным Тбилисской геофизической партии; 2 — кривая $\rho_к$ дипольного профилирования, по данным Тбилисской геофизической партии; 3 — туфы; 4 — туфобрекчии; 5 — роговообманковые дациты; 6 — окварцевание; 7 — альбитизация; 8 — оглинение-глина; 9 — вторичные минералы меди (малахит).

В результате работ Г. И. Елиадзе и др. (1967, 1968) наземным вариантом ВП в Маднеульском и Квемо-Болнисском рудных полях выделено около 50 аномальных участков и уточнена глубинность метода ВП. При этом авторами дано заключение, что для фиксирования скры-

той полезной минерализации наиболее лучшими разносами питающей линии АВ являются разносы АВ=600 м, при котором глубинность метода ВП достигает 300 м и получаются характерные данные поляризуемости.

Проверка поисково-разведочным бурением выделенных геофизических и геохимических аномалий на участках Дманиси, Абульмульк, Болнисхеви, Баличи-Маднеули и др. проводится Поладаурской поисково-разведочной партией «Грузгеологии». Буровыми работами были установлены пиритизированные зоны, непромышленные рудные проявления или же в единичных подсечениях промышленное оруденение. Данные наземного варианта ВП по Маднеульскому м-нию подтверждаются проводимыми эксплуатационными и разведочными работами.

Анализ упомянутых работ показывает: 1) еще недостаточно разработаны теоретические и практические критерии для отличия аномальных значений ВП, обусловленных пиритизацией пород, от аномальных значений, связанных с промышленной медносульфидной концентрацией; 2) не учтено наличие вторичных кварцитов, рудоподводящих и рудораспределяющих разрывных нарушений и других косвенных признаков оруденения (см. ниже). С учетом этих данных первоочередной проверки заслуживают аномалии, расположенные в сводах и крыльях антиклиналей СЗ направления: Зураб-Набакреби, Чох-таг-ял и др.

Рассмотрение материалов межскважинного радиоволнового просвечивания и азимутального наблюдений показывают, что этими методами можно прослеживать подэкранные рудные тела и определить их склонение.

К проверочным работам относятся проводимые с 1958 г. каротажные работы методами КС, ПС, ЭК и др. Обобщения каротажных работ по скважинам Маднеульского месторождения даны С. И. Шанидзе, А. Ф. Поклепа (1965). Впоследствии нами совместно с С. И. Шанидзе сопоставлены геологические и геофизические материалы по 122 скважинам, пробуренным на Квемо-Болнисском месторождении с целью предварительной и детальной разведки. При этом принятые нами литологические колонки нашли отражение в геологическом отчете Поладаурской ПРП (1973).

На основании вышеупомянутых работ можно сделать вывод, что каротажные работы дают хороший результат и впредь могут быть использованы с целью: расчленения и уточнения геологического разреза, выявления рудных горизонтов в скважинах по своей мощности и внутренней их структуре; выявление под разведочное бурение перспективных участков, изучения физических свойств вмещающих пород и гидрогеологических условий месторождения (рис. 6).

На данном этапе исследований в задачу каротажных работ желательно включать количественную оценку полезных компонентов в рудных подсечениях, в связи с чем придется внедрить новые методы каротажных исследований.

Таким образом, петрофизические свойства вмещающих пород помогают решить ряд практических и теоретических вопросов. Плотностные параметры используются при характеристике метасоматических процессов и установлении глубинности образования магматических тел. Крупные исследования по гравиметрии, сейсмометрии, ТТ, МТЗ и МТП решают вопросы истории развития и глубинного строения земной коры, которые могут составить надежный базис для

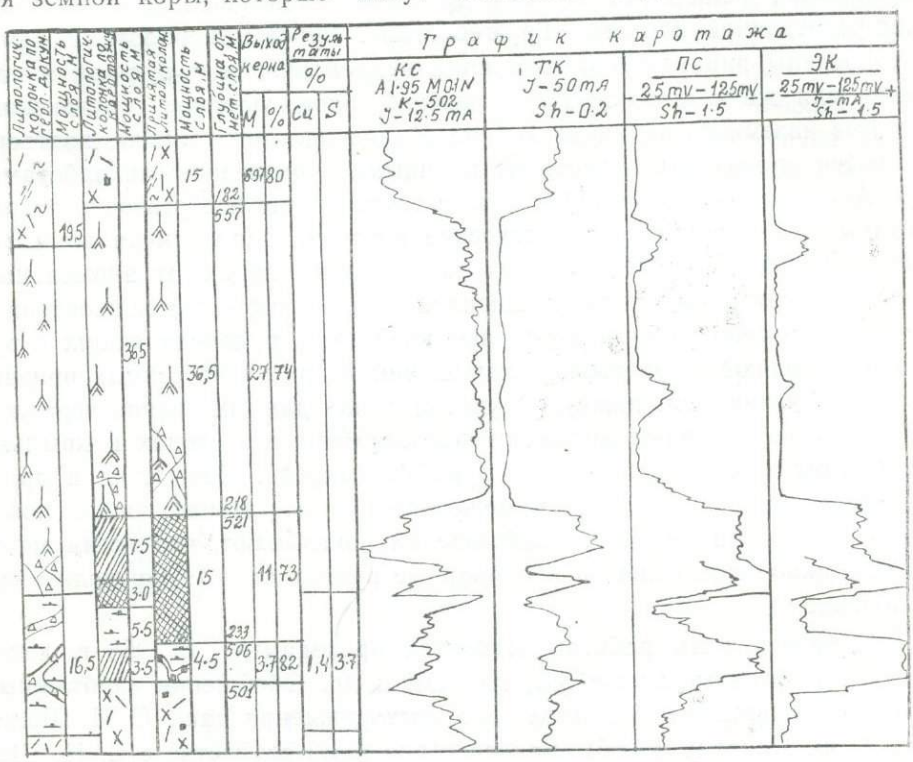


Рис. 6. Уточненный геологический разрез по стволу скважины на основе данных каротажных исследований. Квемо-Болнисское месторождение.

объяснения генезиса и причин движения рудоносных гидротермальных растворов. По геолого-геофизическим исследованиям прикладного характера можно получить ответы на следующие вопросы:

1. Успешное применение того или иного геофизического метода на каждом конкретном объекте Болнисского рудного района зависит от характера геологического разреза, вещественного состава, морфологии рудных тел и закономерностей размещения последних.

2. Мощные медные и свинцово-цинковые залежи, не перекрываемые сверху «экранирующими» кварцитами, дацитами, глинистыми сланцами и др. малопроницаемыми породами и залегающие вблизи поверхности почти горизонтально, хорошо выделяются наземным вариантом ВП; линзообразные и жилообразные (иногда крутонаклонные) тела

среднего размера — методами естественного поля и комбинированного профилирования.

3. При факторе «экрана» наиболее эффективно применять скважинную геофизику — межскважинное радиоволновое просвечивание и ВП в скважинном варианте, в несколько раз увеличивающие радиус полезного действия скважины в смысле обнаружения подэкранных рудных тел.

При этом вполне своевременным является применение поисковых геофизических методов — дальнее радиоволновое просвечивание (ДРВП), глубинный заряд, контактовый способ поляризованных кривых (КСПК) и др. Детальные геофизические работы должны проводятся на тех площадях, где региональными геолого-геофизическими исследованиями уже установлены рудоконтролирующие структуры и другие косвенные признаки, указывающие на наличие оруденения.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как уже отмечалось ранее, в Болнисском рудном районе развиты медные, свинцово-цинковые, железорудные месторождения и рудопроявления, главные из которых вовлечены в промышленное освоение. Известны также молибденитовые, марганцевые, баритовые, золото-серебряные и ртутные рудопроявления. В период 1962—1976 гг. автор принимал непосредственное участие в поисках, разведках и изучении геологии упомянутых месторождений и рудопроявлений. Ниже на основании лично собранного материала и с учетом данных предыдущих исследователей приводится общая характеристика рудных и других полезных ископаемых района.

Свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления

В Болнисском рудном районе свинцово-цинковая минерализация получила развитие в различных структурно-фациальных образованиях — начиная от палеозойских и вплоть до верхнеэоценовых. Известны проявления этой минерализации на Локском массиве (в пределах Локского рудного узла) в породах кристаллического фундамента и юрских отложениях (нижний структурный ярус геосинклинального этажа). Практическим значением обладают высоко-среднетемпературные минеральные концентрации в грейзенизированных гранитоидах (Джандарское, Камышлинское), песчано-сланцевой толще лейаса (Горасцкальское) и порфиритовой свите байоса (Дамблудское).

На Дамблудском месторождении (рис. 7) выявлено 30, а на Джандарском рудопроявлении около 15 кварц-галенит-сфалеритовых руд-

ных жил, наклоненных на Ю—В 130°, ∠ 60— 85° и 160—175°, ∠ 60—85° и развившихся вдоль сдвигов. Сколовые нарушения вмещают также рудопроявления Камышло и Горасцкали, представленные галенит-сфалерит-халькопиритовым оруденением, залегающим в форме линз в гранитоидах и в виде просечек и вкрапленности упомянутых сульфидов в зонах смятия, прослеживающихся в глинистых сланцах.

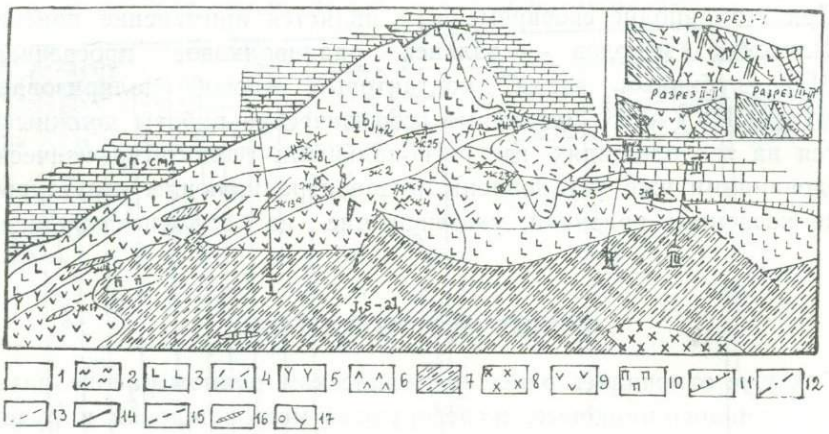


Рис. 7. Структурно-литологическая схема Дамблудского свинцово-цинкового месторождения (по Г. Н. Бежанишвили). 1 — вулканогенно-карбонатные отложения (нижний сеноман); 2 — углистые сланцы и песчаники; 3 — туфы и туфобрекчии; 4 — обеленные кварцевые порфириты; 5 — обохренные и обеленные порфириты и туфы; 6 — альбитофиры; 7 — глинистые сланцы и слюдистые песчаники; 8 — кварцевые диорит-порфириты; 9 — кварцевые порфириты; 10 — роговообманковые порфириты; 11 — надвиг; 12 — сбросо- и взбросо-сдвиги; 13 — мелкие разрывные нарушения; 14 — рудные жилы; 15 — баритовые жилы; 16 — дайки диабаз-порфиритов; 17 — буровые скважины.

Рудовмещающие разрывы местами (Джандарское, Горасцкальское) до оруденения были залечены дайками диабазов и диабазовых порфиритов с последующим приоткрыванием в процессе минерализации. Рудные жилы нарушены пострудными разрывными нарушениями с аз. падения 195—230° и 15—40° с вертикальной амплитудой 2—3 м.

Рудовмещающие надвиги, а также несколько более поздние сдвиги и пострудные разрывные нарушения упомянутых рудных участков представляют собой разрывы, сопряженные с формированием и развитием Локской антиклинали, которая является основной складчатой структурой в данном районе.

По Г. Н. Бежанишвили, околорудные изменения вмещающих пород выражены в разнофациальной грейзенизации (Джандарское и Камышлинское) и пропилитизации (Дамблудское, Горасцкальское). Т. В. Иваницкий (1963) пришел к выводу, что в процессе пропилитизации происходил привнос

SiO_2, K_2O и вынос ряда окислов: Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO, K_2O; при этом вынос вещества преобладал над его привносом.

Сложный состав руд с преобладанием то одной, то другой минеральной ассоциации исследователи объясняют многостадийностью процесса рудообразования. Г. Н. Бежанишвили (1963) на Дамблудском месторождении выделяет семь стадий гипогенной минерализации: 1) дорудно-пропилитовую; 2) кварцево-молибденитовую; 3) кварцево-галенит-сфалеритовую; 4) кварцево-пиритовую; 5) редкометальную; 6) кварцево-карбонатно-сфалеритовую; 7) безрудную.

Дамблудские рудные жилы, обладая достаточно большой мощностью и протяженностью, после проведения необходимого объема геологоразведочных работ могут явиться дополнительной сырьевой базой для Маднеульского горнообогатительного комбината. В состав слагающих их комплексов минералов преобладает кварцево-сульфидная стадия, где основными минералами являются сфалерит, галенит, мельниковит, пирит; редко встречающимися являются аляскаит, петцит, тетрадимит, кобальтин, сульфовисмутин, теллуриды благородных металлов. Среди гипергенных минералов получили развитие лимонит, борнит, тенорит, малахит, церуссит, смитсонит и другие. Ю. И. Назаров показал, что эти руды обладают массивными, симметрично-зональными, полосчатыми, вкрапленными и реже брекчиевыми текстурами. Геологи, изучавшие руды Дамблудского месторождения, пришли к одному выводу о гидротермальном его происхождении. Однако в вопросе возраста и источника рудоносных растворов, пока единного мнения не существует. В. Р. Надирадзе, Ю. И. Назаров (1965), Г. А. Твалчрелидзе (1961) основное кварц-полиметаллическое оруденение связывают с батскими интрузиями, при этом Г. А. Твалчрелидзе молибденитовую минерализацию, поскольку она непосредственно не фиксирована в кварц-галенитово-сфалеритовых жилах, относит ее к раннекиммерийскому возрасту. Т. В. Иваницкий (1963), не разделяя во времени молибденитовую и полиметаллическую минерализацию, считает первую ранней высокотемпературной фацией единного процесса эндогенного рудообразования и не исключает возможность выявления вертикальной зональности в рудных телах, которая будет выражаться в увеличении молибденита с глубиной.

Г. Н. Бежанишвили (1963) на основе определения возрастных взаимоотношений оруденения с дайками интрузивных пород и распространения рудной минерализации по разрывам, выполненным дайками, но подновленным в сеноманских образованиях за пределами Локско-Агдамского глубинного разлома, все рудные комплексы, выделенные им, считает результатом единого рудообразующего процесса и относит к предверхнеэоценовой орофазе.

Изучение разрывных нарушений и анализ трещинной тектоники в целом показывает, что сколы (сдвиги) СВ простирания (40°), вмещающие оруденение и сколы (вторая система сдвигов), нарушающие

Дамблудские рудные жилы, в силу унаследованности плана деформаций, установлены и среди верхнемеловых образований (рис. 35, 36, макс. V и IV). Однако все они не контролируют оруденение и характеризуются отличным направлением перемещений. Это позволяет нам высказать предположение, что Дамблудское месторождение является более ранним по сравнению со свинцово-цинковыми и полиметаллическими рудными телами, залегающими в верхнем структурном ярусе геосинклинального этажа. Что же касается сулфидных жил, приуроченных к сдвигам, падающим по аз. 160—175°, ∠ 60—85°, то рудные тела с подобными элементами залегания нами установлены в Маднеульском рудном поле, что говорит о более молодом возрасте их образования (см. второй раздел). Анализ имеющегося материала позволяет нам подойти к заключению о необходимости возобновления поисково-разведочных работ в Дамблудском рудном поле, которые несомненно значительно расширят его перспективы.

В. Р. Надирадзе (1974) в пределах Храмской рудной подзоны выделил узел с свинцово-цинковыми рудопроявлениями: Питаретское, Ахкалафинское, Самгретское и ряд других. Среди них наибольший интерес представляет Ахкалафинское рудопроявление, залегающее в истоках р. Питарети. Согласно данным упомянутого автора рудопроявление залегает в известковистых кварцевых и слюдистых песчаниках лейаса на контакте их с дайкой кварцевого порфира. Оруденение является убогим; оно развито в зоне дробления широтного простирания с почти вертикальным падением и прослеживается на значительном протяжении. Оруденение преимущественно прожилково-вкрапленное; иногда наблюдаются гнезда с галенитом, сфалеритом, пиритом, реже халькопиритом.

Другие рудопроявления, охарактеризованные Ю. И. Назаровым (1966), залегают среди верхнемеловых образований. Все они объединены в Питаретский рудный узел.

Наиболее ценными в промышленном отношении оказались верхнемеловые образования Маднеульской рудной подзоны. Здесь свинцово-цинковые руды выявлены на Маднеульском, Квемо-Болнисском и на Давид-Гареджском полиметаллических месторождениях. На Маднеульском месторождении свинцово-цинковые руды были открыты Ю. И. Назаровым, В. А. Алениковой и работавшими с ними геологами (1946—1956 гг.). Ю. И. Назаровым и В. А. Алениковой изучена геология свинцово-цинковых руд месторождения и произведена их предварительная промышленная оценка.

На Квемо-Болнисском месторождении первые промышленные свинцово-цинковые рудные линзы № 3 и № 6 были открыты в процессе бурения скважин, которые были заложены автором на базе проведенного им крупномасштабного геологического картирования. Начиная с 1964 г. в течение шести лет автор детально изучил все типы руд, проявленных на

месторождении, впервые описал их и произвел промышленную оценку (1966, 1970, 1972). Согласно данным, полученным в 1970 г., свинцово-цинковые руды преобладали в линзах 3 и 6.

Линза 3 сложена в основном свинцово-цинковыми рудами, развитыми в ее западном и юго-западном фланге, вытянутом в северо-восточном направлении на протяжении 500—600 м. Они залегают на глубинах 130—183 м в пределах абсолютных отметок 432,8—508,7 м. Главными рудными минералами являются сфалерит, пирит, галенит, реже халькопирит, гематит; среди жильных минералов установлены кварц, кальцит, частью барит. В рудах преобладают прожилково-вкрапленные текстуры. С востока характеризуемые руды ограничиваются дайкой порфиритов.

Линза 6 находится ниже рудной линзы № 3. Она также сложена свинцово-цинковыми и медносульфидными рудами. Первые получили развитие в западной части линзы, где они обладают подковообразной формой и характеризуются повышенной мощностью. Поскольку линзы 3 и 6 предварительно были разведены с участием автора и были высказаны благоприятные перспективы, выдвинуты северо-западные части месторождения в разведку (К. И. Абашидзе, М. Т. Ткемаладзе. Геологическая записка к разработке ТЭДа и временных кондиций по Квемо-Болнисскому месторождению; Грузгеолфонды, 1970). Благоприятный прогноз был подтвержден Поладаурской ПРП, пробурившей серию скважин.

На Давид-Гареджском месторождении свинцово-цинковая минерализация залегает на глубине 150—170 м от дневной поверхности. Она представлена крутопадающими и пологими рудными жилами; часто развиты рудные линзы, возникшие под малопроницаемыми кварцевыми порфирами, а также диабазовыми и андезитовыми порфиритами. Главные рудные минералы: галенит, сфалерит; второстепенные: барит, халькопирит. Ниже по течению балки у старого монастыря была заложена штольня, которая вскрыла гнездообразные скопления свинцово-цинковых руд и крутопадающую мощную зону с повышенной концентрацией свинца и цинка. Эта рудоносная зона заслуживает более детальной разведки. Тамарисское рудопроявление, несущее барит-полиметаллическую и медносульфидную минерализацию, описано Ю. И. Назаровым (1966). Свинцово-цинковое оруденение здесь залегает в виде гнезд сфалерита и вкрапленности галенита, развитой среди баритовой рудной массы, и распространяется в баритизированные туфы.

На Маднеульском, Квемо-Болнисском, Давид-Гареджском месторождениях и Тамарисском рудопроявлении свинцово-цинковая минерализация встречается в пространственном сонахождении с медносульфидной. Вопросы их возрастных соотношений, а также структурно-морфологические особенности и закономерности размещения свинцово-цинковых рудных тел, залегающих в верхнемеловых образованиях нами исследованы детально и результаты изложены в специальном разделе.

Свинцово-цинковая минерализация, проявленная среди среднеэоце-

новой вулканогенной толщи Сакирской рудной подзоны, получила развитие среди Мошеванского рудного поля и объединяет полиметалличес-кие рудопроявления Джараер, Сакире и Мошевани. Здесь оруденение развивается в зоне развития даек порфирита (Джараер, Сакире) или в зоне скарнов, прослеживающихся вдоль контакта туфов с известняками или же распространяющихся вдоль трещин отдельности в фельзит-порфирах (Мошевани).

Руды Мошеванского рудопроявления сложены в основном сфалеритом, галенитом; меньшее значение приобретают халькопирит, пирит, гематит, пиролюзит и апатит; нерудные представлены кварцем, карбонатом, гипсом, цеолитом и апофиллитом.

Г. А. Твалчрелидзе (1961) относит рассматриваемое рудопроявление к низкотемпературным гидротермальным образованиям типа Привольненского месторождения в Армении.

Медные месторождения и рудопроявления

Медная минерализация наиболее интенсивно развита в Маднеульской подзоне — в блоке интенсивно нарушенном поперечными разрывами и менее интенсивно в Поладаурской подзоне. В этой подзоне находятся промышленные месторождения и серия рудопроявлений. Из них месторождения и рудопроявления, контролируемые одними и теми же региональными тектоническими нарушениями и складками, содержащие одновозрастную минерализацию, группируются в рудные узлы (Надирадзе, Назаров, 1965). Развивая данные представления мы считаем целесообразным выделить следующие рудные узлы: Питаретский — объединяет Цихнарское, Маднис-Клдейсское, Питаретское и Самгретское рудопроявления; Маднеульский — включающий Маднеульское месторождение, а также Баличское и Абульмулькское рудопроявления; Квемо-Болниси — Давид-Гареджский рудный узел объединяет Квемо-Болнисское и Цителсопельское месторождения, а также Елдагское, Давид-Гареджское, Мушеванское и Дарбазское рудопроявления. Главные из них являются объектом проведенных нами детальных исследований и их геология детально освещена ниже. Данные исследований позволяют наметить общие закономерности, характерные для медных месторождений Маднеульско-Поладаурской рудной зоны.

Железнорудные месторождения и рудопроявления

Железнорудные гематитовые месторождения находятся в Поладаурской структурно-фациальной подзоне и концентрируются в пределах полосы шириной 3—4 км и протяжением порядком 15 км. Из известных на сегодня 30 рудопроявлений и месторождений относительно повышенным масштабом обладают месторождения Демур-су, Саркинети, Даракилиса,

Гулар, Балыдара, Ташкясан и Сангар. Оруденение получило распространение в пределах нижних горизонтов (А—а) турон-сантонской толщи и представлено линзообразными и пластообразными телами. Основным минералом является гематит. В крайне незначительной концентрации развиты пирит, гидрогематит, гетит, лимонит, халькопирит, сфалерит и ильменит; иногда отмечается магнетит (мушкетовит). Из жильных главным

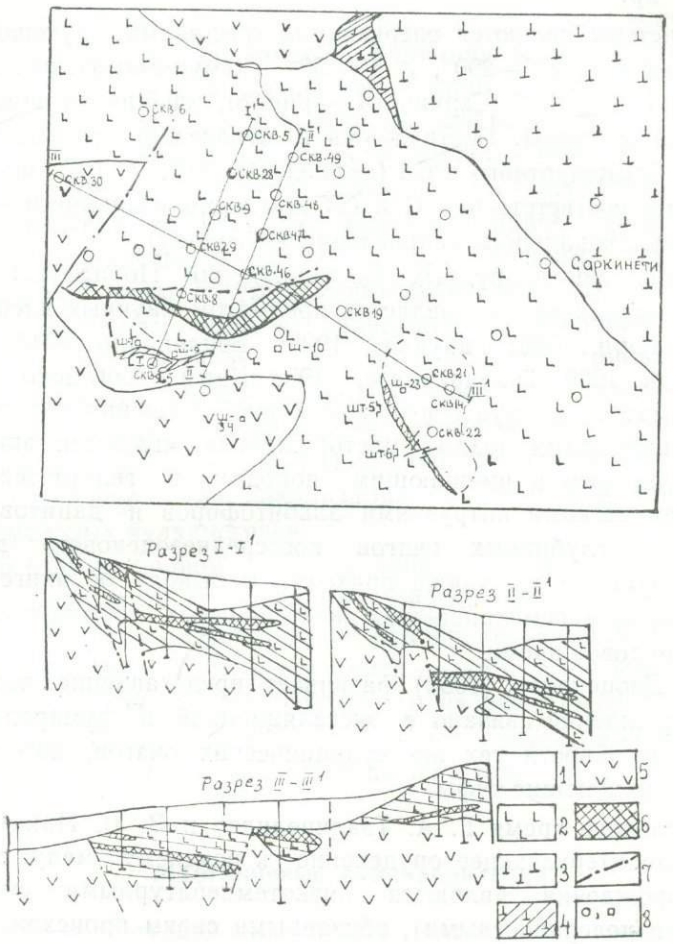


Рис. 8. Структурно-литологическая карта железорудного месторождения Саркинети (по Г. Н. Бежанишвили и Г. Н. Насидзе); 1 — четвертичные отложения; 2 — туфы и туфобрекчии; 3 — узорчатые и рябые туфы; 4 — слоистые туфы; 5 — альбитофиры; 6 — гематитовая руда (выход рудного тела под наносами); 7 — разрывные нарушения; 8 — горные выработки.

минералом является кварц; реже отмечаются серицит, гранат, эпидот, актинолит и волластонит (Загю, 1960; Надирадзе, Бежанишвили, 1962). На месторождении Балыдара установлен кварц-молибденитовый прожилок,

пересекающий гематитовую руду. Рудные тела повсеместно сопровождаются и часто залегают под верхнемеловыми альбитофирами, жильные дериваты которых вытянуты в близширотном направлении. Руды залегают согласно слоистости пород, вытягиваясь вдоль пластовых нарушений (Балыдара I, Гулар) или же выполняют пологопадающие системы нарушений: аз. пад. 125°, ∠ 20° (Ташкясан), аз. пад. 100°, ∠ 10—25° (Балыдара II) и др.

Эти системы являются оперяющими трещинами крутопадающих нарушений: аз. пад. 270—290°, ∠ 40—50° (Демур-су); аз. пад. 145, ∠ 75° и аз. пад. 110°, ∠ 70° (Саркинети — рис. 8), ограничивающие по простиранию рудные линзы. Пострудными в отношении оруденения являются сбросы близширотного и СЗ (аз. пад. 30—60°, ∠ 70°) направлений с опущенными соответственно С и СЗ крыльями (Саркинети — рис. 8) и взбросы меридионального направления (Демур-су).

Генезис железорудных месторождений Поладаурского рудного поля с давних времен является предметом научных диспутов и обсуждений (Эрн, 1908; Габуния, 1928; Бенделиани, 1948; Заридзе и Татришвили, 1959; Твалчрелидзе, 1958 и др.). Согласно Т. Г. Загю (1955), гематитовые руды возникли в зоне смешения термальных растворов с вадозными водами месторождения, являются эпигенетичными по отношению к вмещающим породам и генетически связаны с субвулканическими интрузиями альбитофиров и дацитов, отщепляющихся от глубинных очагов постсреднеэоценового вулканизма. Ю. И. Назаров и др. также приходят к выводу об эпигенетическом формировании рассматриваемых железорудных месторождений в послеверхнемеловое время.

Г. С. Дзоценидзе (1958) развивает представление, что образование месторождений связано с эксгаляционной и фумарольно-сольфаторной деятельности тех же вулканических очагов, которые поставляли рудовмещающие туфы.

В последнее время Г. А. Твалчрелидзе и В. В. Панцулая (1974) отнесли характеризующее оруденение к позднему мелу, считая, что эти месторождения являются низкотемпературными субвулканическими (близповерхностными), обязанными своим происхождением деятельности поствулканических гидротермальных растворов.

В соответствии с установленной нами последовательности формирования и развития структур брахискладки и разрывные нарушения, контролирующие размещение гематитового оруденения, связываются с верхнемеловыми (ларамийскими) складкообразующими движениями. Близширотные жильные дареваты альбитофиров также образованы после снятия складкообразующих близмеридиональных сжимающих напряжений. Таким образом, железорудные месторождения формировались в орогенный этап позднего мела и обязаны своим происхождением гидротермальным растворам, поступившим

из глубинных источников, накопившихся в зоне глубокопроникающих разломов, являющихся каналами для проникновения в более верхние части земной коры магматических расплавов, а после их возобновления и рудоносных растворов.

Добыча охарактеризованных гематитовых руд и выплавка из них железа осуществлялась с XIII века до нашей эры (Гзелишвили, 1964). К настоящему времени центральные участки некоторых месторождений отработаны, а имеющиеся рудные залежи концентрируют незначительное количество запасов. Учитывая вместе с этим, что поисковым бурением на медь за последние годы в пределах Маднеульско-Поладаурской зоны не выявлено ни одного нового железорудного месторождения и даже гематитового рудного тела, Ю. И. Назаров (1966) перспективы района на железо считает ограниченными. Тем не менее учитывая тот факт, что медносульфидное оруденение является более поздним по отношению к железорудному, обособившемуся в участках с иным структурно-литологическим строением, глубинные поиски на медные руды, не приведшие к выявлению железорудных залежей, вряд ли следует вкласть в основу отрицательного вывода о возможности выявления новых скоплений гематитовых руд. Определенный положительный эффект возможен при условии проведения поисков в пределах самой Поладаурской подзоны с учетом благоприятных условий для локализации оруденения нижних горизонтов верхнемеловых вулканогенов.

В 1975 году на правом берегу р. Хачинчай, южнее села Капанахчи, между железорудными проявлениями Малый Гузой и Гуларское в коренном обнажении нами установлено рудопроявление гематита с содержанием железа около 25%, а в валунах — 45%. Этот участок следует рассматривать в качестве перспективного на обнаружение скрытых, не выходящих на дневную поверхность новых гематитовых рудных тел. Подобных участков может оказаться целая серия.

Марганцевые рудопроявления

Марганцевые рудопроявления находятся в пределах Тетрицкаро-Асуретской структурно-фациальной подзоны, где установлена как собственно марганцевая минерализация, так и марганцево-железорудная (гематитовая). Сравнительно значительными по масштабу являются рудопроявления Самшвилде, Тетрицкаро, Самеба, Чхиквта, Богвинское и Алгети. Менее значительными оказались Топанское, Ратеванское, Дагетское и Вархунское. Породами, вмещающими оруденение, являются либо вулканогенные образования турон-коньякского яруса, либо глинисто-песчанистые и вулканогенные породы палеоцена. Переходим к краткому описанию рудопроявлений.

Рудопроявление Самшвилде (рис. 9) относится к первой группе. Здесь рудоносную площадь слагают чередующиеся между собой (в порядке снизу вверх) альбитофировые туфобрекчии, желтовато-зеленоватого цвета туфы и туфопесчаники с линзовидными пропластками мергелистых известняков с оруденением, и наконец, разрез завершает-

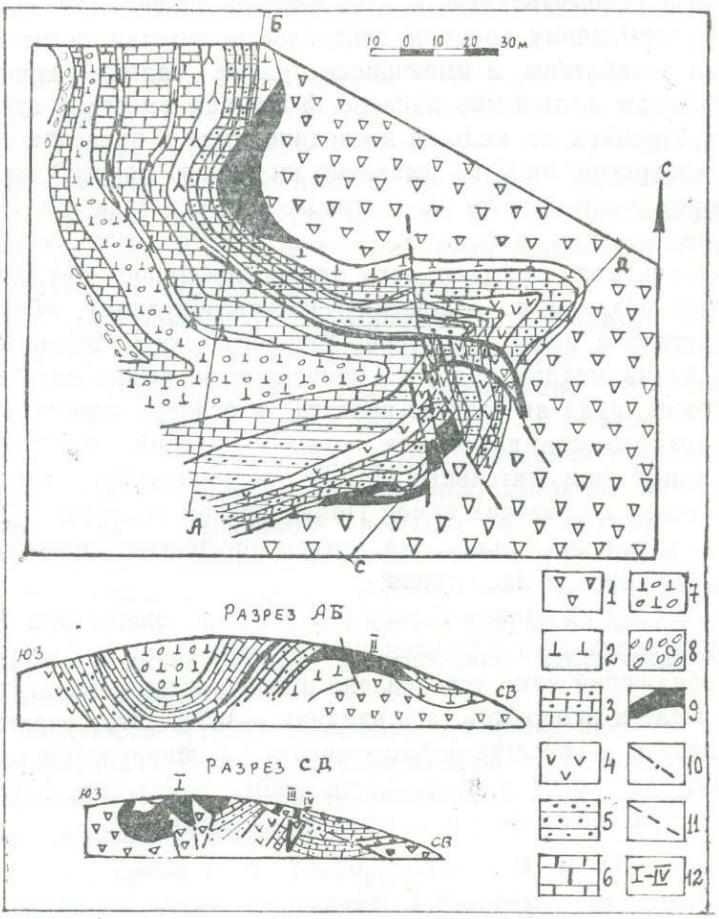


Рис. 9. Литологическая карта марганцевого месторождения Самшвилде на глазомерной основе (по данным Тетрицкаройской ПРП за 1949 г.). 1 — Альбитофировая туфобрекчия; 2 — туфы; 3 — туфогенный песчанистый известняк; 4 — слабо оруденелые туфы; 5 — туфопесчаники; 6 — известняк; 7 — туффит; 8 — микроконгломерат; 9 — марганцевая руда; 10 — разрывные нарушения; 11 — предполагаемые разрывные нарушения; 12 — № рудных тел.

ся конгломератами, перекрытыми к западу долеритами и вскрытыми здесь эрозией. Эти образования собраны в мелкую синклиналь и антиклиналь с осью, вытянутой в близиротном направлении. Оруденение образует рудные тела (I и II) линзообразной формы, локализующиеся

в сводах антиклиналей и секущие жилообразные тела, залегающие в ядре синклинали. Рудные тела расчленены на отдельные блоки разрывными нарушениями близмеридионального простирания. Наблюдается гидротермальная силификация, карбонатизация и хлоритизация вмещающих пород. Размеры рудных тел в целом небольшие и содержание металлов низкое: I рудное тело по простиранию протягивается на 50 м при средней мощности 4 м. Содержание марганца составляет 10—20%. II рудное тело протягивается по простиранию на 65 м, при средней мощности 5 м и содержании марганца 2—37%. III и IV рудные тела еще мельче.

Рудные минералы, слагающие руды, представлены пиролюзитом, псиломеланом, манганитом, полианитом, гематитом; нерудные — кварц, опал, халцедон, кальцит. По данным спектрального анализа, в рудах распространены микроэлементы: ванадий, молибден, бериллий, стронций, германий и галлий.

Ввиду большого содержания железа некоторые исследователи Самшвилдские марганцевые руды относят к железо-марганцевой формации.

Несколько иные данные выявляются в долине реки Алгети. Здесь оруденение сформировалось в светло-серых известняках (с морскими ежами) кампана-дата и перекрывается тонкослоистыми красноватыми мергелями, выше которых залегают грубозернистые песчаники и флишевые породы палеоцена (Авалиани, 1957).

Рудопроявления Богви и Чхиквта приурочены к «глыбовым известнякам», развитым в отложениях палеоцен-эоцена, а проявление Тетрицкаро залегает в верхних ороговикованных зонах базальных образований палеоцена (Авалиани, 1957). В этих рудопроявлениях намечается уменьшение содержания железа (последнее в основном входит в состав гидроокислов — гетит, гидрогетит, гидролепидокрокит) при более высоком содержании марганца. Так, рудопроявление Тетрицкаро содержит железо в среднем 4—5%, марганца 70%; в рудопроявлении Чхиквта концентрация марганца колеблется в пределах 17—36%. Здесь руды отличаются существенно иным составом микроэлементов: стронций, медь, свинец, ванадий, серебро, германий и молибден. Рудопроявления, залегающие в меловых отложениях, всеми исследователями относятся к типу гидротермальных; рудопроявления же второй группы одними (Авалиани и Едилашвили, 1957) связываются с палеоценовыми осадочными образованиями, другие (Н. А. Канделаки, Т. И. Тавадзе, О. Г. Барч) считают их переотложенными из меловых отложений в результате подводного оползания оруденелых «глыб известняков».

Наблюдаемая локализация оруденения в пределах складок, вытянутых в широтном направлении, парагенетическая ассоциация марганцевых минералов с минералами железа при постепенном уменьшении последних в вышележащей части разреза, т. е. при приближе-

нии к палеоценовым образованиям и появление существенно иного состава рудных минералов и микроэлементов по восстанию в этом же направлении дает возможность предполагать, что привнос марганца гидротермальными растворами связан с ларамийской фазой, но он не прекращался после складчатости и продолжался в течение всего палеоценового времени, накапливаясь в синклинальных мульдах в качестве хемогенных осадков.

Молибденовые рудопроявления

В Болнисском рудном районе получила развитие доюрская и более поздняя молибденовая минерализация.

В нарушенных зонах грейзенизированных древних и молодых гранитоидов Храмского кристаллического массива выявлен ряд непромышленных рудопроявлений — Грма-хевское, Ивановское, Мамула-Сопельское. Их минеральный состав характеризуется развитием вкрапленности и тонких прожилков молибденита в ассоциации с пиритом, развитых в кварцево-мусковитовых прожилках. Околорудное изменение вдоль минерализованных зон выражено в окварцевании и мусковитизации, наиболее отчетливо проявившихся в биотитовых и аплитовидных гранитоидах. Наблюдаемый минеральный состав околорудных метасоматитов и оруденения позволяют отнести эти рудопроявления к высокотемпературной кварц-молибденитовой формации. В. Р. Надирадзе, Ю. И. Назаров (1962) относят упомянутые рудопроявления к герцинскому возрасту. Храмские молибденоносные зоны по простиранию и падению прослеживаются на достаточно большом протяжении, но в связи с низким содержанием молибдена в настоящее время практического значения не имеют. В последнее время повышенные по отношению к кларку содержания молибдена были установлены в палеозойских гранитоидах Локского массива.

На гематитовом месторождении Балыдара выявлен кварц-молибденитовый прожилок, пересекающий гематитовую руду. Кроме того, содержание молибдена выше кларка установлен в верхнемеловых образованиях в районе г. Дегурдаг.

Сопоставление спектральных анализов образцов автора, выполненных в лаборатории «Грузгеологии», показывает, что максимальные содержания молибдена характерны для роговообманковых дацитов, хлоритизированных и пиритизированных туфов, а также для окварцованных порфиритов и других разностей пород. В целом в этих породах содержание молибдена колеблется от 0,0006 до 0,0015%. Повышенные содержания молибдена (0,001%) выявляется в пирите и халькопирите, взятых из медных руд Квемо-Болнисского месторождения.

К настоящему времени в Грузии известно лишь одно месторождение молибдена — Коробское, находящееся в Горно-Рачинском рудном районе, представленное дайкой дацита, содержащей на отдельных ее участках вкрапленное оруденение с промышленным содержанием металла.

Однако, приведенные выше данные указывают на возможность выявления повышенных концентраций молибдена, вплоть до промышленной в Болнисском районе.

Рудопроявления золота

В Болнисском рудном районе наблюдаются проявления золота, связанные как с древними так и молодыми металлогеническими эпохами. В отдельных участках Локского и Храмского массивов проявлена пиритизация и золотоносность гранитоидов. Этот тип минерализации исследователями (Надирадзе, Назаров, 1962, 1965) относится к каледонской эпохе.

Калаверит ($AuTe_2$), петцит [$(Ag, Au)_2$, Te] и некоторые другие золотосодержащие минералы встречаются на медных, свинцово-цинковых, железорудных, марганцевых месторождениях и рудопроявлениях (Дамблуд, Маднеули, Квемо-Болниси, Цителсопели и т. д.). Выявляются золотосодержащие минералы и в некоторых гидротермально измененных (окварцованных) породах. На Квемо-Болнисском месторождении в ряде буровых скважин методом спектрального анализа установлены признаки минерализации золота. В технологической пробе из медносульфидных руд этого месторождения содержание золота равнялось 0,4 г/т, а серебра 3,6 г/т. В 1970 г. нами была произведена первая предварительная оценка запасов золота и серебра по Квемо-Болнисскому месторождению. Кроме того, при проведении (1968—1969 гг.) структурно-литологической съемки уступов Маднеульского карьера во вторичных кварцитах нами неоднократно было установлено самородное золото в свободном пылевидном состоянии и в виде видимых нехорошо обработанных включений. В. И. Бачалдин также отметил факт наличия видимого пластинчатого золота в безрудных вторичных кварцитах Цителсопельского месторождения. По В. В. Панцулая из 1000 анализов проб Цителсопельского месторождения 40% содержит самородное золото.

Отмеченные проявления минерализации золота по всей вероятности связаны с различными стадиями Альпийской металлогенической эпохи.

В Болнисском рудном районе установлено также россыпное золото в бассейне рек Храми и Машавера. Из известных россыпей сравнительно более значительные Среднехрамская и Нижнехрамская россыпи, а также россыпи, расположенные в верховьях рек Локчай,

Дамблуд, Мошевани (Пиназаури). Источником россыпного золота служат кварц-шеелит — золотоносные жилы малосульфидной формации, развитые в пределах Локского кристаллического массива (Панцулая, 1974), а также вышеописанные рудные формации, содержащие золото в свободном состоянии.

Рудопроявления ртути

В верхнемеловых образованиях Маднеульско-Поладаурской зоны в окрестностях селений Квеши, Квемо-Болниси, Дарбази выявлены рудопроявления киновари. Из них выделяется своими особенностями Квемо-Болнисское, находящееся несколько северо-восточнее г. Елдаг, пространственно тяготея к выходам кварц-биотитовых, альбитизированных порфиритов. Минерализация представлена в виде мелкой вкрапленности, небольших гнезд и прожилков киновари в окварцованных туфах кислого состава; в ассоциации с киноварью встречаются пирит и гематит. Это рудопроявление впервые было выявлено автором в 1975 г.

Сравнительно хорошо изучено Дарбазское рудопроявление киновари. По описаниям А. А. Квициани и др. (1977) оно развилось в трех близширотных крутопадающих зонах дробления, рассекающих аргиллизированные кварцевые альбитофиры и их пирокластолиты. В пределах этих зон развита мелкая рассеянная вкрапленность киновари с которой ассоцирует пирит. Жильные минералы представлены кварцем и каолинит-диккитом; редко наблюдаются барит, карбонат, алунит. Околорудные изменения выражаются в каолинизации и алунитизации. В результате каолинизации иногда основная масса кварцевых альбитофиров превращена в кварц-каолин (диккит) — гидрослюдистый агрегат, который в отдельных местах обогащен «сыпью пирита, галенита и киновари». Болнисское и Вазисхевское рудопроявления киновари размещаются на северном крыле Болнисской брахиантиклинали среди туфов и туфобрекчий альбитофиров.

Таким образом, кратко охарактеризованные рудопроявления киновари в Болнисском районе приурочены к контиктовым зонам кварц-биотитовых порфиритов, а также зонам каолинизированных, аргиллизированных кварцевых альбитофиров и их пирокластолитов. Кварц-каолинитдиккитовые и монтмориллонитовые минеральные ассоциации, совместно с которыми часто встречается киноварь, широко развиты в окрестностях вулканической постройки г. Елдаг, что должно быть учтено в процессе проведения поисково-разведочных работ.

Подводя итог вышеизложенному, а также учитывая обширный литературный материал приходим к выводу, что по ряду вопросов магматизма и металлогении интересующего нас рудного региона среди исследователей пока не сложилось единного мнения. Одни ис-

следователи признают исключительную роль эффузивного вулканизма и генетически связывают происхождение кратко охарактеризованных эндогенных месторождений с вмещающими их вулканическими породами, что и обусловило, по их мнению, проявленную в районе региональную зональность (Бачалдин и Твалчрелидзе, 1963). По представлению этих авторов размещение месторождений и рудных тел контролируется структурными факторами, в качестве которых они предлагают «вулканические конусы», являющиеся как рудопроводящими, так и рудовмещающими.

Другие стоят на позиции генетической связи оруденения с глубинными магматическими очагами, поступления рудоносных растворов в зону рудоотложения в период орогенических движений, когда проявления деформационных структур способствуют закономерному размещению оруденения. Анализ данных, накопившихся к настоящему времени в результате детальных структурных исследований по ряду месторождений района, включая собственные исследования автора приводит к мнению, что рудоподводящими являются разрывные нарушения разного порядка, а в локализации оруденения принимают участие как деформационные, так и вулканогенные и интрузивные структуры при доминирующей роли первых. Поступление рудоносных эманаций происходит в послеэффузивный период в связи с орогеническими движениями или автономной активизацией подводящих каналов, более менее отдаленных от них. Выявленная региональная группировка рудных комплексов находит объяснение во взаимосвязи тектоно-магматических циклов и этапов минерализации, а также единством магматического очага для эффузивных, интрузивных и рудных образований при определенно направленной эволюции.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1972—1976 гг. при непосредственном участии автора в Болнисском рудном районе были открыты Алгетское месторождение клиноптилолита, Ратеванское месторождение морденита и целая серия клиноптилолитовых и морденитовых рудопроявлений. Этим самым начат новый период в изучении и использовании неметаллических полезных ископаемых района, где давно известны и эксплуатируются месторождения строительных материалов: декоративных туфов (Фахралинское, Сарачлинское), мраморизованного известняка (Садахло), литографского камня (Алгети), дацита (Квемо-Болниси), базальтов (Ратевани), диабаз-порфирита и другие.

Прежде, чем приступить к краткой геологической характеристике перечисленных месторождений и наиболее значительных рудопроявлений Болнисского района, приведем общий обзор цеолитовой минерали-

зации, поскольку цеолиты являются новым, весьма перспективным видом неметаллического сырья.

Цеолиты представляют водные алюмосиликаты каркасного строения анионных комплексов. Особенностью цеолитов, включающих свыше 30 природных минеральных видов, является специфическое строение кристаллической решетки, характеризующейся развитием пор и каналов различных размеров и конфигураций. В этих порах и каналах сосредоточены подвижная вода и комплекс катионов. Цеолиты легко теряют воду, взамен которой каркасы их приобрели способность сорбировать различные вещества в любом фазовом состоянии. Отсюда цеолиты оказываются высокоэффективными сорбентами различных веществ из растворов и газовых смесей. Если учесть, что при сорбции лимитирующим фактором являются размеры входимых «окон» и объем сорбционного пространства, то очевидно, что каждый вид цеолита сорбирует молекулы только определенного размера, т. е. цеолиты обладают молекулярно-ситовым свойством.

Благодаря сорбционным и молекулярно-ситовым свойствам цеолиты могут применяться в газовой и нефтехимической промышленности для: очистки и осушки газов; очистки воздуха; выделения из воздуха кислорода и азота, идущих на производство аммиака, аммиачной селитры; селективного разделения углеводородов на мономеры; депарафинизации нефти — извлечение нормального парафина; для сорбции стронция и цезия из радиоактивных отходов атомной промышленности. Цеолиты применяются в хроматографии, в лабораторной практике, а также в вакуумной технике для создания глубокого вакуума путем улавливания следов газов и т. д. Цеолиты обладают также катионно-обменными (в решетке их имеются слабосвязанные катионы) и каталитическими свойствами. Каталитические свойства цеолитов используются в резиновой промышленности, а на катионно-обменных основано применение цеолитов (Япония) для смягчения воды.

Природные цеолиты в Японии и США применяются в качестве заполнителей бумаги, а также в сельском хозяйстве и животноводстве в целях удобрения почвы и подкормки птиц и поросят. Таким образом, многие отрасли промышленности и сельского хозяйства предъявляют большой спрос на цеолитовое сырье. На масштаб этого спроса указывает то, что в настоящее время только в Советском Союзе производится несколько тысяч тонн синтетических цеолитов в год. Однако производство синтетических цеолитов обходится очень дорого и оно не может удовлетворить потребность даже одной нефтехимической промышленности. Исходя из вышеизложенного становится очевидным экономическая выгодность и большое народнохозяйственное значение использования природных цеолитов, способных заменять их синтетических собратьев в целом ряде отраслей промышленности. Согласно нашим предварительным расчетам, разработка месторождений с низкими содержаниями полезного ископаемого, с последующим выделением монофракций, об-

ходится в 15 раз дешевле (по расчетам американских специалистов в 20 раз) по сравнению с производством синтетических цеолитов, а добыча их мономинеральных залежей — в 70 раз.

Алгетское месторождение клиноптилолита и группа проявлений цеолитов в районе Тетрицкаро

Алгетское месторождение клиноптилолита и группа одноименных проявлений расположены в бассейне р. Алгети (рис. 10). Вулканогенные образования турон-сантона занимают значительную часть цеолитоносной площади. Западнее с. Абрамети, обнажаясь на южном крыле Абрамети-Амлевской антиклинали, геологический разрез в направлении с ЮВ на СЗ характеризуется развитием следующих образований: 1. Кварц-порфировые породы (кварцевые альбитофиры) с порфировыми выделениями кварца и плагиоклазов белесоватого цвета, мощностью 5 м; 2. Перерыв в обнажении на протяжения 75 м; 3. Туфы крупнообломочные, зеленовато-серые, мощностью 2 м; 4. Туфы крупнообломочные, хлоритизированные зелено-серые. Содержание клиноптилолита в пределах 30—70%, мощностью 7,5 м; 5. Перерыв в обнажении на протяжении 10 м; 6. Туфобрекчии раздробленные, зелено-серые, с обилием кварца и полевых шпатов, содержащих в своем составе клиноптилолита 45%, мощность 1,5 м; 7. Туфы тонкослоистые, крупнообломочные, содержание клиноптилолита 45%. Аз. падения слоистости 110°, $\angle$ 30°, мощность 8 м; 8. Перерыв в обнажении на протяжении 225 м; 9. Туфобрекчии кварцевых альбитофиров с обилием обломков кварца. Содержание клиноптилолита 50—60%, мощность 4 м; 10. Перерыв в обнажении на протяжении 75 м; 11. Кварцевые альбитофиры с порфировыми выделениями кварца и плагиоклаза; наблюдаются кальцитовые прожилки, мощность 2м; 12. Зона тектонического нарушения с аз. падения 120°, $\angle$ 78°, мощность зоны дробления 1 м; 13. Кварцевые альбитофиры, залегающие в форме некка, мощность 4 м; 14. Перерыв в обнажении на расстоянии 125 м; 15. Туфебрекчии и туфы с гейландитом, мощность 5 м; 16. Туфы крупнообломочные с гейландитом и клиноптилолитом (60%).

Согласно данных Д. Ю. Папава и др. в разрезах Cr_2t_2—st отмечается наличие прослоев мергелей и зеленоватых известняков (в окрестности с. Визировка), а также секущие тела диабазов (ущелье р. Гударехисцкали). Образования подсвиты нижнего кампана (Cr_2 cp_1) и кампана-маастрихта описаны выше, при характеристике геологии района, В СЗ части изученного нами разреза, в ущелье реки Алгети стратиграфический разрез палеоцена, рассматриваемый по восстанию представлен следующим образом: 1) глины с прослоями песчаников (Pg_1^1), 2) дацитовые брекчии—конгломераты (Pg_1^1) и 3) глины и песчаники с прослоями конгломератов и брекчий (Pg_1^2 dl).В последних обломочный материал пред-

ставлен обломками порфиров, кварцитов, известняков и клиноптилолитоносных пепловых туфов. В ущелье р. Тонетисцкали над породами палеоцена залегают отложения нижнего эоцена: глины с прослоями песчаников; песчаники с прослоями конгломератов и глин; глины с тонкими прослоями песчаников. Общая мощность 300 м. Здесь же над глинами среднего эоцена получили развитие туфы, туфопесчаники и аргиллиты с прослоями мелкообломочных туфобрекчий среднего эоцена.

Последние узкой непрерывной полосой прослеживаются от с. Зирбити до с. Коджори. Далее, огибая периклинальные части ряда антиклиналей, они хорошо обнажаются в районах сс. Гоубани, Энагети и Ардисубани. В северной части района они представлены слоистыми туфами и туфобрекчиями авгитово-лабрадоровых порфиритов, тогда как в южной части в этих породах преобладают дацитовые вулканогены. На имеющейся геологической карте средний эоцен пока не расчленен. В то же время является возможным разделить его на две свиты: нижнюю и верхнюю. При этом породы, слагающие нижнюю толщу, характеризуются темно-серым цветом и более интенсивным расслоением на туфопесчаники, содержащие гейландит, а породы, образующие верхнюю толщу, характеризуются зеленовато-серым цветом и содержат прослои мелкообломочных туфов зелено-серого цвета, часто содержащих промышленную цеолитовую минерализацию клиноптилолита. Характерно, что в ущелье р. Алгети, южнее с. Патара Тонети происходит разработка упомянутых туфов в качестве строительных материалов с помощью карьера. Магматические образования и тектоника описаны выше в общих чертах. В отношении цеолитоносности описанной территории нами получены следующие данные:

В верхней толще среднего эоцена в ущелье р. Алгети, юго-западнее с. Патара Тонети обнаружен горизонт мощностью 93 м, содержащий клиноптилолит порядка 40—85%. Цеолитосодержащими породами выступают туфобрекчии, туфы тонкослоистые, зеленоватые и туфопесчаники темно-серые. Упомянутые породы здесь слагают сводовую часть Квесетской антиклинали и мульду Самадлойской синклинали с падениями крыльев в среднем 50° (рис. 10). Большая мощность и высокое содержание клиноптилолита в обнаруженном горизонте позволили нам рассмотреть весь этот горизонт в качестве самостоятельного Алгетского месторождения. По данному месторождению прогнозные запасы клиноптилолита определены в количестве 15 млн. т. Наряду с данным месторождением выявлена группа рудопроявлений клиноптилолита: в образованиях верхнего турона-сантона восточнее с. Абрамети, в южном крыле Амвлевской антиклинали установлены три цеолитоносных горизонта мощностью по 4—10 м с содержанием клиноптилолита в пределах 40—90%: в разрезе подсвиты нижнего кампана (Cr_2 cp_1) в ущелье р. Алгети, у с. Абрамети закартированы 4 рудоносных горизонта, мощностью в пределах 5—22 м с содержанием клиноптилолита в среднем 40%.

В горизонте дацитовых брекчий (Pg_1^3dl), севернее села Абрамети установлен брекчиевый слой мощностью 4 м и содержанием клиноптилолита 80%; севернее данного горизонта в глинах и песчаниках с прослоями конгломератов и брекчий (Pg_1^3) обнаружены песчаники мощностью 17 м и содержанием клиноптилолита 80% (рис. 11).

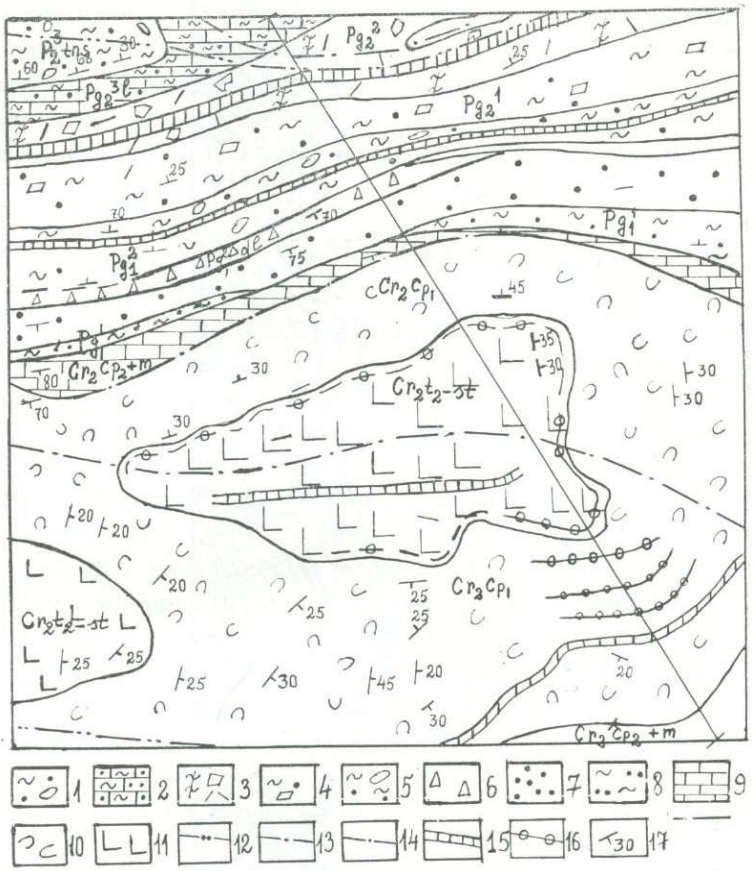


Рис. 10. Геологическая карта Алгетского месторождения клиноптилолита. 1 — верхний эоцен — песчаники и глины с прослоями конгломератов; 2 — верхний эоцен, Навтлугская свита: плитчатые глины и песчаники; 3 — средний эоцен — слоистые туфопесчаники, туфобрекчии, аргиллиты; 4 — нижний эоцен — глины карбонатные с прослоями песчаников; 5 — верхний палеоцен — глины и песчаники с прослоями конгломератов; 6 — верхний палеоцен — дацитовые брекчии; 7 — песчаники; 8 — нижний палеоцен — глины с прослоями песчаников; 9 — верхний кампан и маастрихт — известняки литографские; 10 — нижний кампан — туфобрекчии и туфы с прослоями известняка; 11 — турон-коньяк-сантон — туфобрекчии и туфопесчаники с линзами известняков; 12 — оси синклиналей; 13 — оси антиклиналей; 14 — разрывные нарушения; 15 — клиноптилолитоносные горизонты туфов, имеющие промышленное значение; 16 — маломощные клиноптилолитоносные горизонты туфов; 17 — простирание, азимут падения и угол падения слоистых пород.

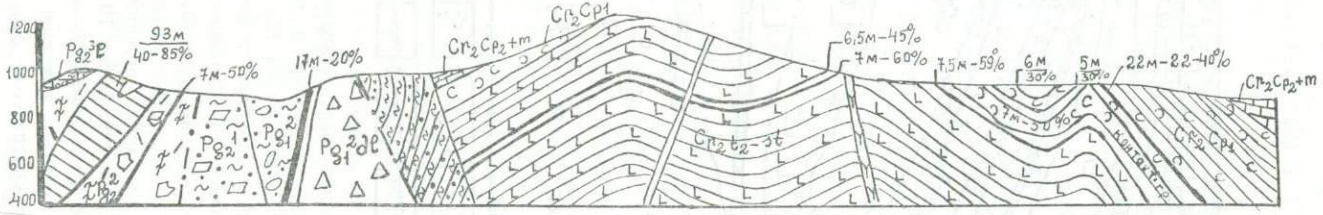


Рис. 11. Геологический разрез Алгетского месторождения клиноптилолита (условные обозначения см. на рис. 10).

Большой практический интерес представляют обнаруженные нами в районе с. Самшвилде, в северном экзоконтакте дацитовой интрузии пепловые туфы, залегающие под долеритами. Под микроскопом вулканический пепел цеолитизирован полностью и представлен призмами клиноптилолита. Содержание клиноптилолита 95%. В рудной массе устанавливается краине мало свежего плагиоклаза и зерен зеленого хлорита. Этот горизонт удается наблюдать лишь частично на мощность 4 м. Установление его полной мощности представляет значительный интерес, так как здесь мы имеем дело фактически с мономинеральной залежью клиноптилолита. Силикатный анализ образца, взятого из этой залежи, показал следующие результаты (%):

SiO_2—76,55; TiO_2—0,15; Al_2O_3—6,93; Fe_2O_3—1,74; FeO—следы; MnO—0,1; CaO—3,33; MgO—0,80; SO_3—нет; P_2O_5—0,03; Na_2O—1,10; K_2O—1,0; H_2O^-—1,82; H_2O^+—4,59; п.п.п.—1,73.

Термографические исследования взятых нами образцов Тетрицкаройского клиноптилолита в ИГ АН ГССР показали, что эндотермальный эффект замечен при температуре 160°С. При дегидратации выделение воды происходит одноэтапно и плавно в температурном интервале 60—450°С. Клиноптилолитовый туф теряет воду в пределах 350—400°С, сохраняя при этом без изменения кристаллическую структуру цеолита и способность полностью регенерировать потерянную воду.

Морденит с точки зрения практического применения является более дорогим минералом, поскольку он обладает максимальной стойкостью и кислотостойкостью и имеет диаметр входного окна больше 6 Å. В связи с этим большое народнохозяйственное значение приобретает выявление промышленных концентраций морденита.

Ратеванское месторождение морденита открыто с участием автора в 1975 г. Оно входит в пределы Маднеульско-Поладаурской подзоны и отстоит от села Саралари на расстоянии 200—250 м. Месторождение представлено голубовато-зеленоватыми туфами, обладающими алевро-пелитовой структурой и туфобрекчиями, содержащими белый морденит и розовый гейландит. Величина сорбции паров воды природных проб морденитсодержащих туфов при $P/Ps = 0,40$ и 20° С составляет 2,90 м мол/г. При полировке туфобрекчии имеют красивый рисунок узора. Указанные породы могут быть использованы также в качестве облицовочного и стенового камня. Прогнозные запасы по ним составляют 2,5 млн. т.

Наряду с данным месторождением зафиксирован ряд рудопроявлений морденита. Болнисское рудопроявление морденита находится в окрестностях г. Болниси. Здесь по данным рентгенографии и петрографических исследований выделена гамма цеолитоносных пород: пелитовые туфы цеолитоносные, цеолит-селадонитовые породы с цеолитизированным вулканическим стеклом и цеолитизированные дациты; выявленное проявление оконтурено на геологической карте листа Болниси для дополнительного его изучения; по нему подсчитаны прогнозные запасы.

Морденитсодержащие туфы светло-серого цвета с зеленоватым оттенком вскрываются на северной и восточной периферии Елдагской вулканической постройки, как бы образуя самостоятельную зону среди поствулканических измененных пород. При этом от центра в сторону периферии данной постройки наблюдается следующее зональное распределение минерализации: узорчатые гидротермально измененные породы, окварцованные породы, осветленные гидротермально измененные породы с глинистыми минералами, морденитсодержащие туфы (рис. 12).

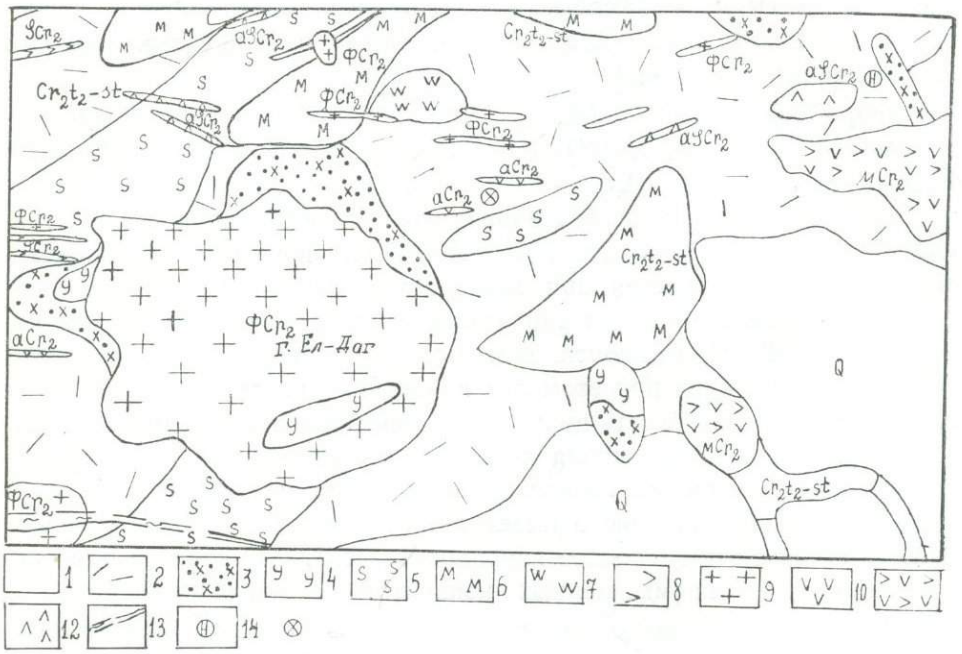


Рис. 12. Литологическая карта вулканической постройки г. Елдаг. 1 — четвертичные отложения; 2—12 — верхний мел: 2 — туфы альбитофирового, кварц-порфиритового состава и туфопесчаники с прослойками известняков и мергелей; 3 — окварцованные туфы; 4 — узорчатые гидротермально измененные породы; 5 — осветленные гидротермально измененные породы; 6 — туфы с морденитом; 7 — вторичные кварциты золотоносные; 8 — кварцевые порфириты; 9 — кварцевые альбитофиры; 10 — андезиты; 11 — порфириты и кварц-биотитовые альбитизированные порфириты; 12 — андезито-дациты; 13 — разрывные нарушения; 14 — проявление ртути.

Восточнее села Мушевани было зафиксировано два минерализованных горизонта среди туфопесчаников турон-сантона мощностью 37 м и 25 м, содержащие морденит. Несмотря на установленные значительные мощности выявленных горизонтов высказать определенный прогноз о перспективах цеолитового сырья пока невозможно, поскольку морденитсодержащие туфы расположены среди эффузивных кварцевых альбитофиров в виде узких клиньев и без проходки горных выработок нельзя установить точно мощность морденитсодержащих сло-

ев. Морденит здесь является околоконтактовым образованием или приурочен строго к осадочным пластам туфов; в последнем случае перспективы рассматриваемого рудопроявления естественно возрастают.

В северном контакте Самшвилдской дацитовой интрузии, среди зеленовато-серых туфобрекчий, среднеобломочных туфов и туфопесчаников с прослоями известняков нижнего кампана подтвердилось наличие морденитового рудопроявления—зафиксирован морденитсодержащий слой туфобрекчий мощностью 5 м. Химический анализ образца из данного слоя показывает: SiO_2—70,69%, TiO_2—0,10%, Al_2O_3—12,35%, Fe_2O_3—1,19%, FeO—0,21%, MnO—0,03%, CaO—3,35%, MgO—0,8%, SO_3—нет, P_2O_5—0,05%, Na_2O—3, 80%, K_2O—0,80%, H_2O^-—2%, H_2O^+—3,29%, п.п.п.—1,65%. Ввиду малой мощности упомянутого слоя данное рудопроявление вряд ли имеет промышленное значение.

Верхнемеловые образования в Болнисском рудном районе находятся в единой полосе и обнаруживают сходство в составе с верхнемеловыми образованиями Армянской ССР, включающими известное месторождение морденита. Учитывая данный факт и полученные автором положительные результаты дают основание рекомендовать постановку поисково-оценочных работ и предварительной разведки морденитсодержащих туфов Болнисского рудного района.

Подводя итог изложенному, приходим к выводу, что в Болнисском районе выделяются три цеолитоносных формаций — Cr_2t_2—st, Cr_2 cp_1 и Pg_2. Промышленные концентрации клиноптилолита наблюдаются в горизонтах Pg_2, а морденита — в горизонтах верхнего турон-сантона.

Баритовые месторождения и рудопроявления

В Болнисском районе концентрации барита встречаются в виде метасоматических образований на Маднеульском, Квемо-Болнисском, Давид-Гареджском месторождениях, а также на Мушеванском, Тамарисском, Абульмулькском, Кианетском рудопроявлениях. Кроме того, в пределах Локского поднятия известен ряд рудопроявлений кварц-кальцит-баритовой формации, образующей жилы среди песчано-глинистых пород лейаса, в порфиритовой свите байоса, а также в древних гранитоидах. При характеристике упомянутых рудопроявлений и промышленных концентраций, за исключением Квемо-Болнисской баритовой минерализации, можно пользоваться прежде всего материалами Н. Ф. Шония (1974).

На Квемо-Болнисском месторождении барит в ассоциации со свинцово-цинковой минерализацией впервые был выявлен в кернах буровых скважин. Это позволило автору высказать предположение о наличии баритовой минерализации вдоль западной границы выделенного свинцово-цинкового блока (Ткемаладзе, 1970). Продолжая буровые ра-

боты в указанном направлении Поладаурская ПРП подтвердила прогноз и выявила серию жилообразных и линзообразных баритовых рудных тел с общими запасами 1152 тыс. т и содержанием сернокислого бария 32,4%. Одновременно Поладаурская ПРП внесла существенные коррективы в оценку баритовых руд Давид-Гареджского рудопроявления в сторону их уменьшения.

Из других неметаллических полезных ископаемых в характеризуемом районе важное значение приобретают строительные и облицовочные материалы, включающие туфолавы, изверженные эффузивные и интрузивные породы, а также карбонатные породы.

Фахралинское (Болнисское) месторождение туфолав является важным объектом строительных материалов. Находится оно в 18 километрах к юго-востоку от г. Болниси. По данным Т. А. Чуприна (1974), туфолавы залегают в виде пластообразного тела мощностью 50—60 м среди вулканогенных отложений верхнего мела. Туфолавы представляют собой плотную породу порфировой структуры. Встречаются три разновидности пород: 1) узорчатая, желтого цвета. Характеризуется развитием узоров причудливых очертаний, коричневого цвета с различными оттенками; 2) пятнистая, желтая, местами сероватая с мелкими и крупными коричневыми пятнами; 3) серовато-желтая различных оттенков. Все упомянутые разновидности пород хорошо пилятся и шлифуются. Выход блоков из горной массы составляет 23—25%. Выход плит толщиной 50—60 мм из 1 м^3 блочного камня до 12 м^2; после фрезеровки составляет 7 м^2; Плиты эти применяются в строительстве монументальных зданий и сооружений. Запасы по категориям А+В+С составляют 938 тыс. м^3. В 1975 году на правобережье р. Хачинчай, южнее села Капанахчи с участием автора было выявлено проявление узорчатых туфов, аналогичных «болнисским» декоративным туфам и пятнистых туфов, перекрывающих первые. Данное проявление было зафиксировано в обнажении, а затем вскрыто меридионально ориентированной канавой. Образцы из этих туфов подверглись испытанию на пригодность в качестве естественного облицовочного камня. По полученным результатам объемный вес равен 2, 183 гс/см^3, водопоглощение 5,21%.

Кроме вышеописанных в образованиях верхнего мела встречаются месторождения и проявления туфолав и туфов. Ниже приводится краткая характеристика упомянутых скоплений облицовочного камня. Цителсопельское месторождение находится в двух километрах к востоку от села Цителсопели в Болнисском районе и представлено альбитофировой туфолавой различной расцветки. Чивчавское месторождение облицовочного туфа находится в районе Тетрицкаро и представлено кристалловитрокластическими туфами. Самебское месторождение туфа выявлено в Дманисском районе, в СЗ периферии Локско-Джандарского массива на берегу реки Мошевани.

В отложениях палеогена также выявлен ряд аналогичных месторождений и проявлений. При этом среди месторождений выделяются: Шихолойское туфолав, находящееся в 12 км к ЮЗ от районного центра Тетрицкаро, среди образований палеоцен-нижнего эоцена; Беш-Кудройское месторождение туфа желтовато-коричневого цвета, отстоящее от села Кудро на 1,5 км к югу и залегающее в палеоцен-нижнеэоценовых образованиях. Из других проявлений еще следует отметить Карянское и Муганлойское скопления туфов. Все перечисленные проявления строительных материалов включены в поисково-оценочные и разведочные работы с целью их промышленного освоения.

Извержение породы

В Болнисском районе давно известны месторождения базальтов, дацитов, андезитов и диабаз-порфиритов. Среди них по своим масштабам и качеству сырья выделяется Ратеванское месторождение базальта. Находится оно в районе с. Ратевани. Месторождение представлено пластообразной залежью, сложенной четырьмя базальтовыми потоками. Здесь по физико-технологическим свойствам различаются две разновидности: плотные мелкозернистые базальты, характеризующиеся высокой прочностью и морозостойкостью и пористые базальты. Пористая разновидность используется для производства щебня, а мелкозернистая пригодна и для облицовки цоколей монументальных зданий. Проведенными геологоразведочными и технологическими работами изучены в интересующем нас районе три месторождения дацитов: Баличское, Квемо-Болнисское, Самцверийское. Дациты обладают высокой прочностью и морозостойкостью (табл. 1). Они представлены роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми разностями, слагающими дайковые и лакколитовые тела. Подробное описание состава и особенностей залегания дацитов приведены во втором разделе. В пределах Квемо-Болнисского месторождения дациты разрабатываются несколькими карьерами. Породы эти широко используются местным населением в качестве строительного материала.

Приютское месторождение андезита находится в районе Тетрицкаро, несколько СЗ села Приюти. Эти андезиты характеризуются низким водопоглощением (2,6—4,3%) и высокой прочностью (до 1120 кгс/см^2) при пониженном удельном весе. Андезиты используются для изготовления кислотоупорных изделий.

Ивановское м-ние диабаз-порфирита является основной сырьевой базой Управления дорожного хозяйства Тбилгорисполкома по производству облицовочных материалов и элементов дорожного покрытия. Месторождение представлено массивом диабаз-порфиритов. С поверхности до глубины 3—5 м развита кора выветривания. Ниже

коры выветривания вскрываются диабаз-порфириты, обладающие столбчатой отдельностью в виде шестигранников и относительно высоким удельным весом. Физико-технологические свойства упомянутых пород детально изучены в ИГМ АН ГССР.

Карбонатные породы

В Болнисском районе известны карбонатные породы, которые используются в качестве облицовочного материала (Садахлинское месторождение мраморовидного известняка), флюсового сырья и для производства извести.

Садахлинское месторождение мраморовидного известняка находится в Южной Грузии. По описаниям Т. А. Чуприна (1974) продуктивная пачка известняков мощностью 41 м залегает на небольшой глубине и представлена двумя разностями: мраморовидным известняком темно-серого цвета с коричневым оттенком и плотным, мелкозернистым известняком от темно-серого до почти черного цвета. Мраморовидные известняки после обработки дают превосходную зеркальную поверхность. Одноименное месторождение флюсовых известняков описано К. Г. Кереселидзе (1974).

В 1975 г. южнее с. Косолари, на обоих берегах р. Храми в верхнемеловых образованиях были выявлены выходы известняков; из наиболее перспективных участков были отобраны пробы на химические исследования по сокращенной программе. Результаты их приведены в табл. 2.

Таблица 2

Содержание в %%								
SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Влага	П.п.п.
21,57	2,18	1,18	40,12	0,77	71,60	1,62	1,42	32,34
8,25	1,39	0,86	49,20	0,66	87,80	1,38	0,38	39,04
11,04	1,56	0,78	47,40	0,80	84,59	1,67	0,32	38,04
10,22	2,43	1,18	47,67	0,80	85,07	1,67	0,74	36,62
8,21	0,70	0,62	50,38	0,37	89,91	1,77	0,15	39,47

Из других месторождений каменного сырья, развитых в районе, следует отметить: Алгетское месторождение литографского камня (литографский камень поставляется заводам твердых сплавов и используется в технике сверхтвердых материалов); Дарбазское и Питаретское месторождения каолинитовых глин, залегающие в верхнемеловых образованиях Болнисского района; Поладаурское месторождение минеральных красок, представленное гематитовыми рудами Поладаурского месторождения; технологическим процессом получается антикоррозийная краска, которой можно защитить металлические поверхности и т. д.

ГЛАВА II

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В основу этой главы положены данные П. Д. Гамкрелидзе (1957, 1965), согласно представлений которого на интересующей нас территории и вообще по всему Кавказу в нижнем палеозое или даже в докембрии существовала общирная геосинклиналь. В Храмском выступе древнего кристаллического фундамента по данным М. А. Кекелия и др. (1977) обнаружены серпентиниты, пачка метапесчаников и пара-амфиболиты. На основе детальных исследований химических характеристик метапесчаники и пара-амфиболиты ими также рассматриваются в качестве метаморфизированных осадков дна океанического бассейна (эвгеосинклинали?), а серпентиниты, совместно с пироксенитами и габбро, рассматриваются в качестве фрагментов третьего слоя океанической коры.

В пределах отмеченной выше обширной геосинклинали каледонскими движениями образовались геоантиклинали Закавказская и Главного Кавказского хребта. В Болнисском районе каледонские движения сопровождались интенсивной складчатостью и метаморфизмом нижнепалеозойских и, возможно, более ранних образований; внедрениями крупных гранитоидных батолитов (Локский массив), имеющих донижнекарбоновый возраст. Геологические образования с момента становления каледонских гранитоидов до низов среднего карбона не установлены. Предполагается, что в это время господствовали восходящие движения и континентальный режим с размывом, т. е. в герцинском цикле область представлялась типичной геоантиклиналью.

Богатые кремнием, натрием и калием активные флюиды, сопровождавшие начальные фазы герцинских движений вызвали гранитизацию ранних образований и становление большей частью согласных интрузивных массивов гранитоидов (пластообразное интрузивное тело Храмского массива). Возраст этих гранитоидов досредне-верхнекарбоновый.

В среднем и верхнем карбоне происходило постепенное опускание всей области Юго-Восточной Грузии, сопровождавшееся излияниями лав кварцевых порфиров и гранит-порфиров в подводных и наземных условиях. В результате этих процессов образовалась мощная субконтинентально-вулканогенная свита, частично сохранившаяся на Храмском массиве. Излияния основного состава происходили до и при образовании вышеупомянутых отложений, о чем свидетельствуют многочисленные дайки диабазов, внедревшихся во все древние образования Храмского массива, включая и кварц-порфиры (Заридзе и др., 1961). Несогласие нижнего контакта кварц-порфировой толщи связывается с Судетской орофазой, а верхней возрастной границей, ввиду отсутствия перм-

ских отложений, условно принята Заальская орогеническая фаза (Гамкрелидзе, 1964).

В течение перми и триасса район вышел из стадии погружения и до лейаса представлял сушу, представляя собой часть Закавказской плиты, сформированной позднегерцинскими движениями.

Закавказская плита в то время охватывала современную Грузинскую глыбу, Аджаро-Триалетскую систему, Северную Армению и целиком Куринскую депрессию (Гамкрелидзе, 1957).

В лейасе в связи с древнекиммерийской фазой, в районе устанавливается геосинклинальный режим и начинается погружение области, которое сопровождается наступлением моря со стороны Армянско-Иранской геосинклинали в северном направлении, охватившей южную периферию Храмского массива в среднем лейасе; при этом в начале отлагались мелководные фации конгломератов и кварцево-аркозовых песчаников, затем (по мере углубления моря) слюдистые песчаники и глинистые сланцы — терригенные осадки (терригенная формация).

В предбайосской орофазе началась регрессия моря, что подтверждается отложением конгломератов в верхах лейаса и наличием углового несогласия под байосом. В доверхнебайосское время накопилась порфиритовая свита байоса, относящаяся к андезит-базальтовой формации, а в верхнебайосское время видимо происходило поднятие области и соответственно отложение вулканомиктовых образований (вулканомиктовая формация). В конце байоса, возможно в бате, происходила интенсивная складчатость, сопровождающаяся внедрениями гранитоидных интрузий (Поладаурская и Бардадзорская).

Полное отсутствие вулканогенов байоса на Храмском массиве и громадная их мощность в районе Локского массива говорит о существовании в области последнего геосинклинального режима в байосское время и отделения в этот же период от северной части (Болнисская зона) современной Локско-Карабахской слабоскладчатой системы. Восходящие движения длились в течение всей верхней юры и нижнего мела. В районе лишь в последнее время установлены незначительные проявления формаций (орогенного облика) указанных периодов, по которым характер андийских движений и их роль в развитии структур не поддается диагностике. Интенсивное погружение и трансгрессия сеномана, охватывающая весь Малый Кавказ, распространилась и на этот район; одновременно активизировались подводные излияния; наибольшую активность вулканизм достиг в туроне. В период нижний сеноман-нижний турон образовывались вулкано-терригенно-осадочные образования (вулкано-терригенно-карбонатная формация), а в верхнетурон — нижнекампанское время вулканногенные отложения, включающие кварц-диабаз-кератофировую и базальт-андезитовую формации; в капман-датское время образовалась карбонатная толща (карбонатная формация). Ю. И. Назаров (1966) к интрузивной фации верхнемелового вулканизма относит Казретскую гипабиссальную интрузию кварцевых диоритов.

Мощные ларамийские орогенические движения (датский век) вызвали завершение геосинклинального процесса и полное отступление моря с данной области, общее ее поднятие и превращение в сушу с формированием продольных и поперечных складок и нарушений широтного и СЗ направлений в верхнемеловых отложениях. При этом происходил интенсивный привнос кремня и натрия, обусловивший образование различных гидротермалитов (вторичные кварциты, пропилиты, карбонатиты и т. д.).

П. Д. Гамкрелидзе (1949) и Г. С. Дзоценидзе (1948) к синорогенным образованиям ларамийской фазы относят Бардадзорскую и Гомаретскую интрузивные массивы гранитоидов. После их становления начинается постепенное погружение (эпейрогенические движения) и трансгрессия моря как со стороны Аджаро-Триалетской геосинклинали, так и с Севанской геосинклинали. Погружение сопровождается проявлениями вулканизма различного состава и интенсивности. В палеоцен-н.-эоцене происходит излияние лав дацитового состава, достигшее своего максимума в среднем эоцене.

В связи с крупными предверхнеэоценовыми складкообразующими движениями триалетской орофазы Болнисский рудный район освобождается от моря и окончательно превращается в область поднятия и денудации. Эти движения характеризуются складчатостью предверхнеэоценовых образований и блоковыми перемещениями по разломам в стабильных зонах и подзонах, приводивших к приоткрыванию крутопадающих плоскостей. Впоследствии они оказались выполненными дацитами. Концентрация последних, в виде даек и цепочек лакколитовых тел, оказалась максимальной вдоль линии расколов в фундаменте. С конечными импульсами предверхнеэоценовых движений, со сдвиговыми перемещениями, связывается мощный процесс гидротермального метаморфизма и формирование медного и свинцово-цинкового оруденения. К интрузивным образованиям этого периода относят гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры горы Ляльвар. В это же время вокруг образуемых кордильер отлагались грубообломочные регрессивные образования — «конгломераты запутанного напластования».

В верхнем эоцене трансгрессия проникает только в Тетрицкаро-Асуретскую подзону, а вся остальная часть остается сушей, служившей источником сноса терригенного материала.

Олигоцен, развитый в Тетрицкаро-Асуретской подзоне, согласно следует за верхним эоценом, т. е. пиринейская орофаза на рубеже верхнего эоцена и олигоцена здесь проявилась в общем поднятии района и полном его превращении в сушу. В результате эрозионно-расчлененных процессов этого периода образовались гидрографические системы палео-Храми и палео-Машавера с разделяющим их хребтом меридионального направления в западной части.

В дальнейшем район испытывал дифференцированные восходящие движения, продолжающиеся до наших дней, за исключением Марнеуль-

ской подзоны, которая с среднечетвертичного периода претерпевает опускание. Эти движения сопровождаются наземными излияниями и изменением палеогеографической обстановки. Так, в предверхнеплиоценовое время происходят излияния андезито-дацитовых лав и заполнение западной гидрографической сети, восточная же сеть развивается нормально. За этим следует поднятие в области Джавахетского плато (с перемещением верховьев рек Храми и Машавера к западу) и Локского массива (с расчленением его северных склонов правыми притоками реки Машавера).

В верхнеплиоцен-среднечетвертичное время происходит излияние долеритов и базальтов вдоль меридиональных хребтов и заполнение сперва палео-Храма, а затем палео-Машаверы. В этот же период протекали складкообразовательные движения, сминающие в складки верхнеплиоценово-среднечетвертичные образования. Более ранние орофазы — савская и штирийская, не установлены.

Наиболее молодое поднятие в области селений Имера-Гохнари обусловило обособление р. Алгети и дальнейшее развитие ее гидрографической сети самостоятельно, а поднятие в районе Беденского хребта вызвало углубление ущелья р. Храми в долеритах. Машаверское ущелье в этот период поднятия не испытывает.

Таким образом, Болнисский рудный район по истории геологического развития следует относить к полицикличным. Здесь намечаются предкарбоновые, предлейасские, батские, предпалеоценовые (ламарийские), предверхнеэоценовые (триалетские), предолигоценовые, предверхнемиоценовые и предчетвертичные складчатые (орогенные) движения, сопровождаемые соответствующими магматическими образованиями. В период палеозойской и альпийской (киммерийской) металлогенических эпох в районе сформировался ряд месторождений и рудопроявлений эндогенных полезных ископаемых.

Характерные данные по литологии, тектонике, стратиграфии и магматическим образованиям выделенных структурных этажей, частично полученные в процессе исследований, позволяют геологическую историю Болнисского района рассматривать не как историю «глыбовой» области (Геология СССР, том X, Грузинская ССР), а как область с субплатформенным развитием, испытавшую многократную активизацию.

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

ГЕОЛОГИЯ МЕДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛНИССКОГО РУДНОГО РАЙОНА

ГЛАВА III

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Промышленные медные и свинцово-цинковые месторождения Болнисского района—Маднеульское, Квемо-Болнисское и Цителсопельское находятся в Маднеульско-Поладаурской рудной зоне. Все они расположены в пределах сферы влияния глубинного разлома, впервые намеченного В. Р. Надирадзе и Ю. И. Назаровым (1962) и вытягиваются вдоль оси синклинальной депрессии. Маднеульское месторождение находится в центральной части зоны, тяготея к южной границе упомянутого разлома, а Цителсопельское и Квемо-Болнисское месторождения размещаются в северном его интервале (рис. 1). Контроль оруденения единым разрывным нарушением подчеркивает общность условий формирования всех месторождений. Однако каждое из них характеризуется своими специфическими геологическими особенностями, определяющимися составом вмещающих пород, интенсивностью проявления и направленностью последующих их изменений и внутренним строением разрывных нарушений и рудных тел.

Наряду с промышленными месторождениями в Маднеульско-Поладаурской зоне выявлен ряд рудопроявлений свинцово-цинковой и медной минерализации: Баличское, Абульмулькское, Дарбазское проявления меди; Мушеванское и Питаретское проявления меди, свинца и цинка и ряд других. Петрографический состав толщи пород, вмещающих медные и свинцово-цинковые месторождения района, изучался К. Е. Габуния, П. Д. Гамкрелидзе, В. Р. Надирадзе, Г. А. Твалчрелидзе, Ю. И. Назаровым, Э. И. Кахидзе и др. Наиболее подробное петрографическое описание пород, развитых на территории Маднеульского месторождения, приведено в специальной работе, явившейся результатом тематических исследований, выполненных геологами Грузинского Политехнического института им. В. И. Ленина (Харашвили, Казахашвили, 1964, 1967), а геология Цителсопельского месторождения освещена в диссертации В. И. Бачалдина.

Отмеченные сводные работы, а также материал лично собранный автором в процессе крупномасштабного геолого-структурного карти-

рования Квемо-Болнисского месторождения и проведения структурно-литологических исследований на действующем карьере Маднеульского месторождения и в ряде участков Маднеульско-Поладаурской зоны положены в основу помещенного ниже описания геологии месторождений и рудопроявлений.

Маднеульское месторождение

Маднеульское месторождение медных и свинцово-цинковых руд залегает в вулканогенно-осадочных образованиях турон-сантона, включающих в различных частях верхней пачки пелитовые, псефитовые, псаммитовые, агломератовые туфы, туфобрекчии, туффиты, туфопесчаники, экструзивные и дайкообразные тела кварц-плагиоклазовых порфиритов и кварцевых альбитофиров, а также альбитизированные породы (альбитизированные плагиоклазовые и кварцевые порфириты, альбитизированные кварцевые диориты) (рис. 13, 14).

Среди туфов преобладают разности альбитофирового, кварц-альбитофирового и редко порфиритового состава. Туфы кварцевых альбитофиров и альбитофиров обнажаются на дневной поверхности; судя по данным изучения керна буровых скважин они слагают основную часть разреза (данные документации скважин № 113, 50, 49, 40, 69, 70, 63).

Макроскопически характеризуемые породы представлены серыми, зеленовато-серыми и светло-серыми разностями, в которых удается наблюдать туфовую структуру. Обломочный материал в основном представлен альбитом (в туфах альбитофиров — скв. № 62, 49); встречаются также обломки хлоритизированных минералов — биотита и роговой обманки.

В витрофировых туфах кварцевых альбитофиров нередко выявляются также обломки стекла. Номер плагиоклаза альбита в шлифах описываемых туфов 5—10. По крупности обломочного материала среди описываемых туфов удается различать алевро-пелитовые, псефитовые и псаммитовые разности. Псефиты имеют преобладающее распространение. Основная масса обломков кварцевых альбитофиров, встреченных в туфах кварцевых альбитофиров, обладает тонкозернистой, мелкозернистой, концентрически-скорлуповатой (оолитовой), реже сферолитовой структурой.

Согласно утверждениям Г. И. Харашвили, Т. Г. Казахашвили (1964) туфы альбитофиров и кварцевых альбитофиров на ранней стадии поствулканических изменений претерпевают пропилитизацию, выразившуюся: в хлоритизации темноцветных минералов, плагиоклаза и цемента; в альбитизации плагиоклаза, каолинизации его и основной массы; в пиритизации всей породы и развитии мелкозернистого метасоматического кварца.

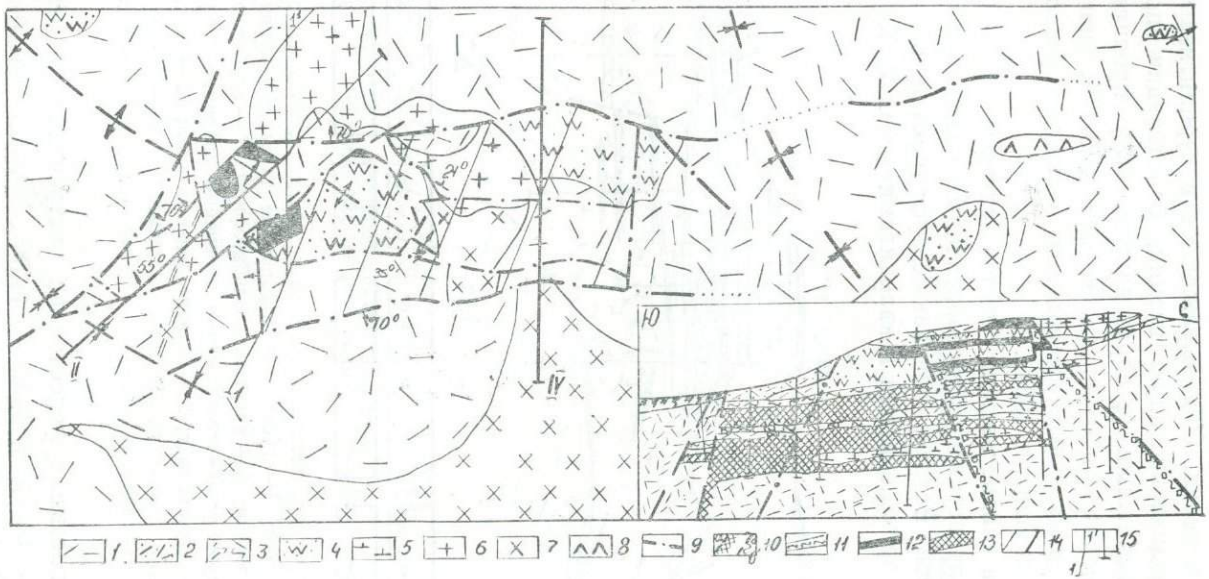


Рис. 13. Структурно-литологическая карта и разрез Маднеульского месторождения. 1 — 3 — верхний мел: 1 — туфы и туфобрекчии среднего и кислого состава, гидротермально измененные; 2 — выветрелые лимонитизированные туфы; 3 — литокристаллокластические туфы кварцевых альбитофиров; 4 — вторичные кварциты и окварцованные породы; 5 — вторичные кварциты серицит-хлоритовой фации, светло-серые; 6 — альбитофиры; 7 — кварцевые альбитофиры; 8 — кварцевые диориты; 9 — разрывные нарушения; 10 — рудоподводящие и рудораспределяющие нарушения с медной (а) или же со свинцово-цинковой (б) минерализацией; 11 — дорудные межпластовые разрывы; 12 — свинцово-цинковые руды с баритом; 13 — медные руды; 14 — блок с преимущественным развитием скрытого медносульфидного оруденения; 15 — линия разреза, скважины.

На месторождении спорадически встречаются крупнообломочные туфы в которых обломки представлены порфиритами мандельштейнами, а цементом служит глинисто-хлоритизированная масса (пропилитизированный туф порфирита).

На кратко охарактеризованные породы наложены последующие гидротермальные изменения. Они выражаются в серицитизации, каолинизации, гидрослюдизации, алунитизации, баритизации, повторной хлоритизации, выщелачивании (с образованием пор) пропилитизированных туфов. В зависимости от интенсивности того или иного наложенного процесса в этих туфах выделяются несколько разновидностей (Харашвили, Казахашвили, 1964).

Туфобрекчии на Маднеульском месторождении обнажаются на уступах карьера и представлены туфобрекчиями кварцевых альбитофиров и альбитофиров. Встречаются также туфобрекчии, обломки которых представлены аргиллизитами и кварцитами (скв. № 38, 50, 63).

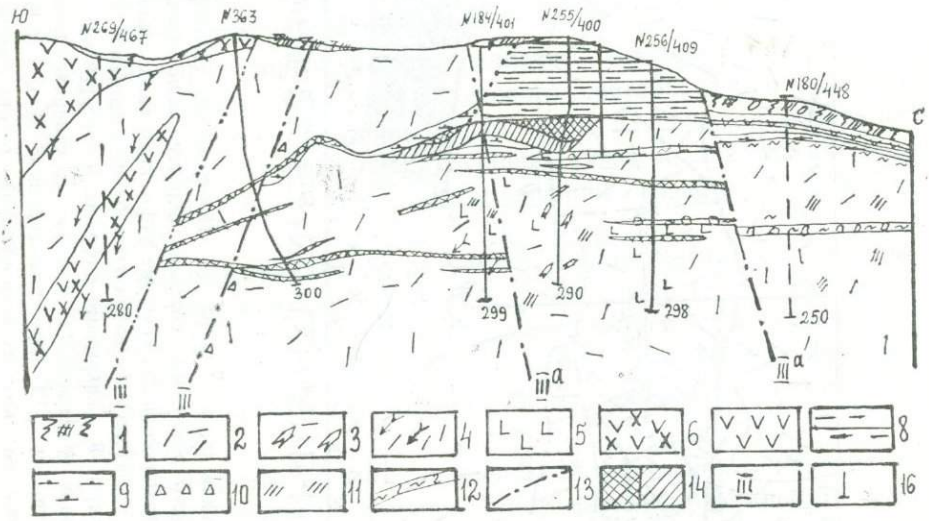


Рис. 14. Разрез IV к структурно-литологической карте Маднеульского месторождения 1 — делювиальные отложения; 2 — туфы; 3 — гипсоносные туфы; 4 — пропилитизированные туфы; 5 — туфобрекчии; 6 — кварцевые альбитофиры; 7 — альбитофиры; 8 — глинистые вторичные кварциты; 9 — светло-серые вторичные кварциты кварц-хлорит-серицитовой фации; 10 — халькопирит; 11 — хлорит, хлоритизация; 12 — межпластовая зона смятия; 13 — дорудные рудоконтролирующие нарушения, 14 — балансовая (а) и забалансовая (б) медносульфидная руда, 15 — номер максимума трещиноватости.

Туффиты и глинистые туфопесчаники встречаются преимущественно в западной и северо-западной частях Маднеульского месторождения (скв. № 38, 49). Эти породы в основном сложены мелкими обломками кварца и плагиоклаза (плагиоклаз часто замещается эпидот-цойзитовой массой). В их составе выявляются также мелкие обломки хлоритизированных, каолинизированных и гидрослюдизи-

рованных пород. Цемент представлен каолинизированной массой. Албитофиры на Маднеульском месторождении образуют, большей частью, пластообразные тела, залегающие согласно с напластованием турон-сантонской толщи. На дневной поверхности эти породы обнажаются в северо-западной части месторождения (рис. 15), а также устанавливается в кернах ряда буровых скважин.

Макроскопически эти породы хорошо выделяются порфировым строением и неоднородной окраской, изменяющейся от серого до зеленого цвета. Под микроскопом выделяются фенокристаллы и основная масса. Порфировые выделения представлены слабо пелитизированными

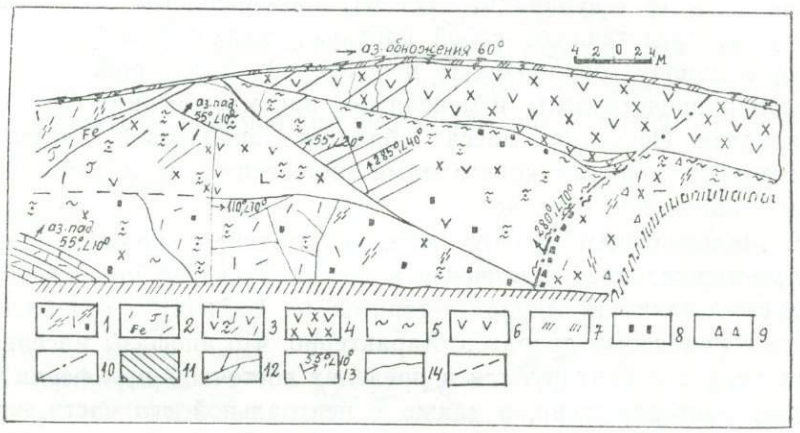


Рис. 15. Пластовые альбитофиры в СВ крыле Зураб-Набакребской антиклинали (зарисовка борта уступа). 1—4 — верхний мел: 1 — туфы серицитизированные; 2 — туфы обохренные; 3 — туфы каолинизированные, альбитизированные; 4 — окварцованные альбитофиры; 5 — глина и оглинение; 6 — альбитизация; 7 — хлоритизация; 8 — пирит; 9 — халькопирит; 10 — разрывы; 11 — слоистость; 12 — трещиноватость; 13 — элементы залегания слоистости, разрывов, трещин; 14 — границы пород прослеженные; 15 — границы пород предполагаемые.

плагиоклазами, видимо, кислого состава. Основная масса состоит из многочисленных зерен кварца и плагиоклаза в промежутке между которыми получила развитие глинисто-хлоритовая, почти изотропная масса. Наблюдаются единичные псевдоморфозы хлорита по темноцветным минералам. Встречаются единичные мелкие зерна лимонитизированного пирита.

Крупное вытянутое тело кварцевого альбитофира, ориентированное косо к простиранию вулканогенно-осадочной толщи, ограничивает Маднеульское месторождение с юга. В центральной (обнаженной уступами карьера) части Маднеульского месторождения автору удалось закартировать серию даек кварцевых альбитофиров, выполняющих систему крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного простирания и сопряженных с ними пологопадающих разры-

вов. Крутопадающие дайкообразные тела, очевидно представляют собой магмоподводящие каналы, обусловившие формирование покровов эффузивных кварцевых альбитофиров, широко развитых на месторождении и в некоторых случаях представляющих единое целое с самой дайкой (рис. 13). Фенокристаллы в описываемых породах представлены плагиоклазом и кварцем. Первый из них представлен альбитом и альбитизированной разностью (возможно андезин), которые оказались интенсивно пелитизированными и пересеченными трещинами. Основная масса в приповерхностных частях даек обладает оолитовым строением, а в глубинных — сферолитовым.

Дайка диабаз-порфирита вскрыта на южном контуре в кернах скважины № 12 (глубина 97—101 м), пробуренной в 1979 г. Диабаз-порфириты представляют собой плотную, мелкозернистую, зеленовато-серую породу, обладающую порфировой структурой. Порфировые выделения представлены измененными призматическими кристаллами плагиоклаза. Основная масса обладает диабазовой структурой и представлена мелкими кристаллами пироксена, хлоритом, эпидотом, рудным минералом и стеклом.

В Маднеульском рудном поле, включающем наряду с Маднеульским месторождением Баличское и Абульмулькское проявления меди, обнажается лакколит липарито-дацитов (с. Баличи) и гипабиссальные интрузии кварцевых диоритов. Характерно, что апофизы массива кварцевых диоритов картируются в пределах восточной периферии Маднеульского месторождения, а также в центральной его части, где они вскрыты на глубине буровыми скважинами. Здесь кварцевые диориты сложены олигоклаз-андезином, пироксеном, небольшим количеством кварца и рудного минерала и сопровождаются эруптивными брекчиями, возникшими по-видимому в связи с формированием данного магматического тела. Липарито-дациты отличаются по коэффициенту общей щелочности и высокими содержаниями CaO (3,64%), в то время как в альбитофирах и кварцевых альбитофирах содержание CaO колеблется в пределах 0,55—1,56%.

В разрезе Баличского рудопроявления, которое установлено вблизи одноименного крупного липарито-дацитового тела, сверху вниз вскрываются: каолинизированные туфобрекчии; туфы альбитофирового состава хлоритизированные и оглиненные; медьсодержащий пропласток кластических пород мощностью 2,5 м, характеризующиеся повышенным содержанием меди; дайка плагиоклазового порфирита; альбитофировые туфобрекчии; карбонатизированные и подвергнутые каолинизации туфы кварцевых альбитофиров; медноносный горизонт в альбитофировых брекчиях мощностью 4,0 м с еще большим содержанием меди по сравнению с упомянутым выше; дайка плагиоклазового порфирита; гипсоносные туфобрекчии; туфы кислого состава.

Абульмулькское рудопроявление меди находится на расстоянии 3-х км к северо-западу от селения Казрети. Согласно Ю. И. Назарова

(1966), площадь рудопроявления сложена в различной степени окварцованными, хлоритизированными и пиритизированными средне-, мелкозернистыми туфами, туфобрекчиями с линзами черных известняков и альбитофирами. В результате интенсивного окварцевания пород образован мощный горизонт вторичных кварцитов.

Квемо-Болнисское месторождение

Квемо-Болнисское месторождение отстоит на расстояние 15 км к северо-востоку от Маднеульского месторождения. Здесь также развиты медные и свинцово-цинковые руды (рис. 16, 17, 18). Основная часть разреза рудоносной толщи слагается туфами кварц-кератофирового, кварц-порфиритового и реже дацитового состава. Среди этих туфов по характеру обломочного материала выделяются литокластиче-

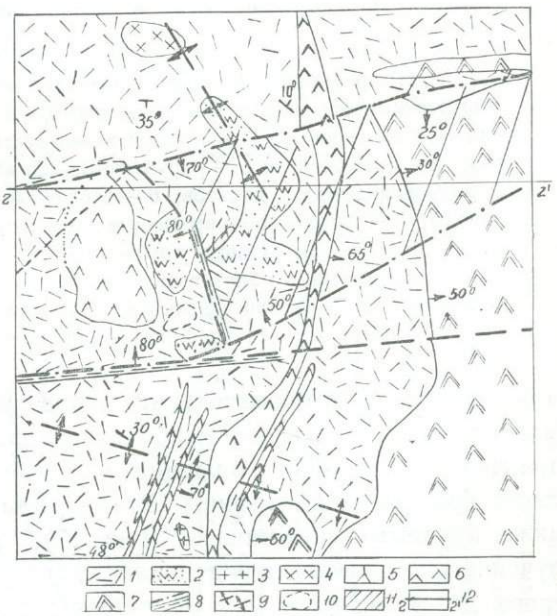


Рис. 16. Структурно-литологическая карта Квемо-Болнисского месторождения. 1—5 — верхний мел: 1 — туфы и туфобрекчии кислого и среднего состава; 2 — вторичные кварциты и окварцованные породы; 3 — альбитофиры; 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — диабазовые порфириты; 6—7 — предверхнеэоценовые образования: 6 — роговообманковые дациты; 7 — роговообманково-биотитовые дациты; 8 — разрывные нарушения и зоны рассланцевания и дробления; 9 — оси антиклиналей; 10 — участки пересеченного скважинами скрытого свинцово-цинкового оруденения; 11 — блок преимущественного развития скрытого медносульфидного оруденения; 12 — линия разреза.

ские, кристаллокластические (рис. 19), витрокластические, литокристаллокластические (рис. 20) разности. Литокластические и литокристаллокластические туфы преобладают над другими упомянутыми породами. По особенностям структуры различаются пепловые, пелитовые, псефитовые и псаммитовые разновидности туфов. Псефопсаммиты большей частью встречаются в средней части месторождения, пространственно тяготея к наиболее оруденелым участкам. Алевро-пелито-

вые туфы залегают в более глубоких горизонтах и краевых частях месторождения, где они установлены в кернах восьми скважин.

Туфы, развитые в пределах Квемо-Болнисского месторождения также изменены поствулканическими и гидротермальными процессами. При этом наблюдается определенная зональность в распределении измененных пород. В сравнении с Маднеульским месторождением здесь особенно интенсивно развиты наложенные процессы

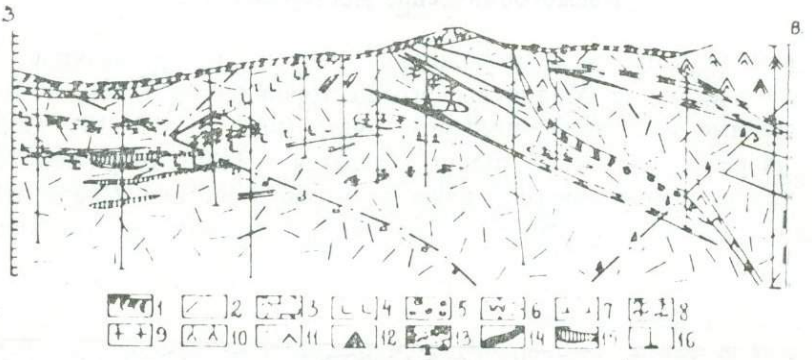


Рис. 17. Разрез Квемо-Болнисского месторождения по линии 2—2¹. 1 — четвертичные отложения; 2 — туфы кислого и среднего состава, гидротермально измененные; 3 — литокристаллокластические туфы альбитофиров; 4 — туфобрекчии; 5 — эруптивные брекчии, возникшие в связи с формированием даек дацитов; 6 — вторичные кварциты и окварцованные породы; 7 — светло-серые вторичные кварциты; 8 — аргиллизиты; 9 — альбитофиры; 10 — диабазовые порфириты; 11 — роговообманковые дациты; 12 — роговообманково-биотитовые дациты; 13 — нарушения со свинцово-цинковой (а) и медносульфидной (б) минерализацией; 14 — медные руды; 15 — свинцово-цинковые руды; 16 — скважины.

каолинизации и карбонатизации пород. В частности автору удалось выделить целый горизонт карбонатизированных туфов (рис. 18). На характеризуемом месторождении в его северной части обнажаются пластообразные альбитофиры. Эти породы неоднократно вскрываются также буровыми скважинами (рис. 17). Макро- и микроскопическое изучение упомянутых пород показало, что цвет их меняется от темно-серого до розового и они обладают хорошо выраженным порфировым строением. Фенокристаллы представлены серицитизированными, пелитизированными и карбонитизированными плагиоклазами, иногда нацело каолинизированными, а также нацело хлоритизированной роговой обманкой. Основная масса альбитофиров представлена в основном микролитами (рис. 21) (иногда призматической формы) плагиоклаза 5-10, зерен кварца и развитого между ними каолинизированного и хлоритизированного стекловатого базиса (обр. 825, скв. № 116). В основной массе в некоторых случаях получают развитие неправильные пустоты и жеоды, заполненные радиально лучистым халцедоном

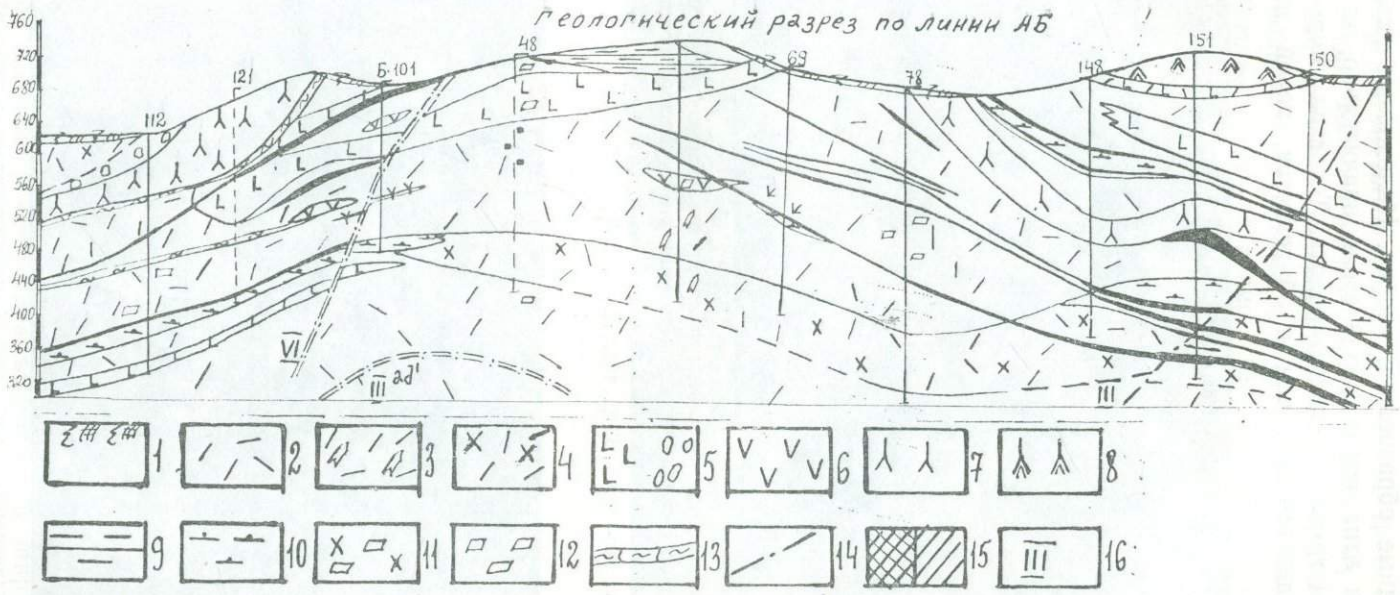


Рис. 18. Геологический разрез АБ к структурно-литологической карте Квемо-Болнисского месторождения (линию разреза см. на рис. 81). 1 — делювий; 2 — туфы; 3 — гипсоносные туфы; 4 — туфы окварцованные; 5 — туфобрекчии, брекчии; 6 — альбитофиры; 7 — роговообманковые дациты; 8 — роговообманково-биотитовые дациты; 9 — глинистые вторичные кварциты; 10 — вторичные кварциты серицит-каолинитовой фации; 11 — кварцево-карбонатные гидротермалиты; 12 — карбонат, карбонитазация; 13 — межпластовая зона смятия; 14 — дорудные разрывные нарушения; 15 — медные руды балансовые и забалансовые; 16 — номер максимума трещиноватости, соответствующий разлому.

(обр. 825, скв. 116). Часто отмечаются мелкие зерна рудного минерала, а также вторичные образования кварца. Наложенное окварцевание и карбонитазация этих пород порой столь значительно, что структуру основной массы трудно диагностировать. Текстура породы массивная, иногда флюидальная, чем и объясняется, порой наблюдаемое,



Рис. 19. Кристаллокластический туф кварцевых альбитофиров. Видны реликты обломков с порфировыми выделениями эффузивного кварца, измененные обломки окварцованных пород и пирит (Квемо-Болниси). Прозр. шл. 1, ув. 32×, ник. П. Скв. 98, глуб. 92 м.

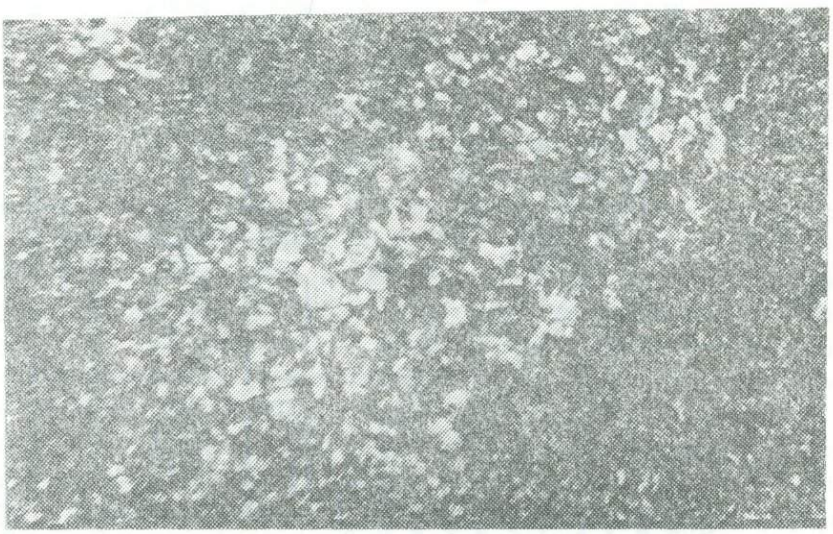


Рис. 20. Оглиненный, окварцованный литокристаллокластический туф зеленовато-серого цвета, псаммитовая структура (Квемо-Болниси). Прозр шл. 2, увел. 32×, ник.+. Скв. 74, глуб. 135 м.

более или менее ориентированное расположение кристаллов плагиоклаза в основном вытянутого в одном направлении (рис. 22).

В основании Квемо-Болнисских пластообразных альбитофиров залегают грубообломочные пирокластолиты, а породы висячего бока местами содержат угловатые и окатанные обломки тех же альбитофиров. Создается впечатление, что рассматриваемые пластообразные тела альбитофиров представляют собой уцелевшую от эрозии часть верхнемеловых покровов и потоков.



Рис. 21. Альбитофиры с пилотакситовой структурой основной массы. Прозр. шл. 8, увел. 21×, ник.+. Скв. 77, глуб. 145 м (Квемо-Болниси)

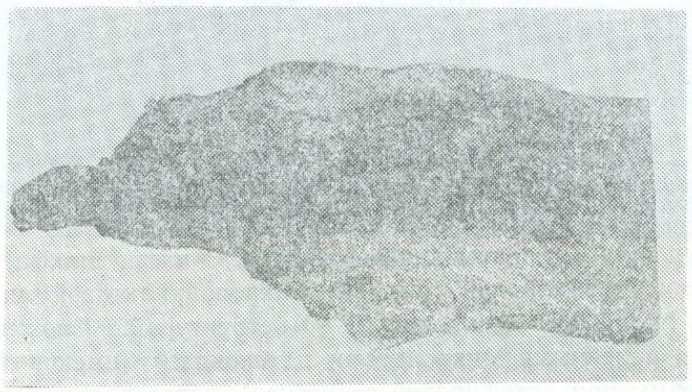


Рис. 22. Флюидальные текстуры в альбитофирах (Квемо-Болнисское месторождение). Штуф, увел. 0,5.

Дайкообразное тело альбитофира, вытянутое в широтном направлении и обладающее крутым падением на север, нами было обнаружено в средней части Квемо-Болнисского месторождения (рис. 16).

Кварцевые альбитофиры на изученной площади представлены тоже крутопадающими дайкообразными телами мощностью 6—12 м, вытянутыми в северо-восточном направлении (20—40°) с падением на северо-запад и юго-восток под ∠ 50—70°. На Квемо-Болнисском месторождении эти породы обнажаются на дневной поверхности в средней части месторождения, а также вскрываются на разных гипсометрических отметках целой серией скважин. Макроскопически они представлены плотными породами серого, светло-серого до зеленовато-серого цвета и характеризуются порфировым строением. Порфировые вкрапленники представлены пластинками пелитизированного и серитизированного плагиоклаза ряда альбита, оплавленными (иногда бипирамидальной формы) зернами кварца и изредка фенокристаллами темно-цветных минералов, замещенных хлоритом. Фенокристаллы плагиоклаза иногда полностью серицитизируются и карбонатизируются, а зерна кварца окаймлены каолинито-серицитовой каемкой.



Рис. 23. Кварцевые альбитофиры; стр-а основной массы ортофировая. Прозр. шл. 10, ув. 21×, ник+. Скв. 62, глуб. 170 м (Квемо-Болниси).

Основная масса, занимающая больше 2/3 части шлифа, обладает сферолитовой, ортофировой (рис. 23) микропойкилитовой либо тонкозернистой (шлиф 95, обнажение № 40) структурой. Сложена она в основном измененными микролитами плагиоклаза (имеющих изометричные формы при ортофировой структуре), зерен кварца (с пойкилитовыми врастками микролитов плагиоклаза при пойкилитовой структуре), чешуек хлорита (иногда мусковита) и небольшого количества рудного минерала, сфена и циркона. В условиях развития сферолитовой структуры основная масса характеризуется развитием неплотно прилегающих друг к другу шаровидных образований с волокнистым,

радиально-лучистым строением; сферолиты рассеяны среди кристаллической и аллотриоморфнозернистой массы кварцево-полевошпатового состава (шлиф. 13, скв. № 41, глуб. 82 м), обладая показателем преломления, близким к показателю канадского бальзама.

Порфириты сравнительно часто встречаются на Квемо-Болнисском месторождении в виде маломощных секущих жил и согласных тел (рис. 16), представляющих собой, по-видимому, линзообразные останцы застывшей лавы. Обе разновидности обладают порфировым строением. Пластообразные порфириты, выделяющиеся своим темно-серым цветом, вскрыты буровыми скважинами на глубине. Здесь порфировые вкрапленниками представлены измененными плагиоклазами олигоклаз-андезинового ряда. Основная масса обладает тонкопризматической, гиалопилитовой структурой и характеризуется миндалекаменной текстурой (рис. 24). Она состоит из миндалин, выполненных хлоритом, пространство между чешуйками которого выполнено микролитами плагиоклаза. При гиалопилитовой структуре основная масса сложена стекловитым базисом, в который погружены мелкие микролиты плагиоклаза.

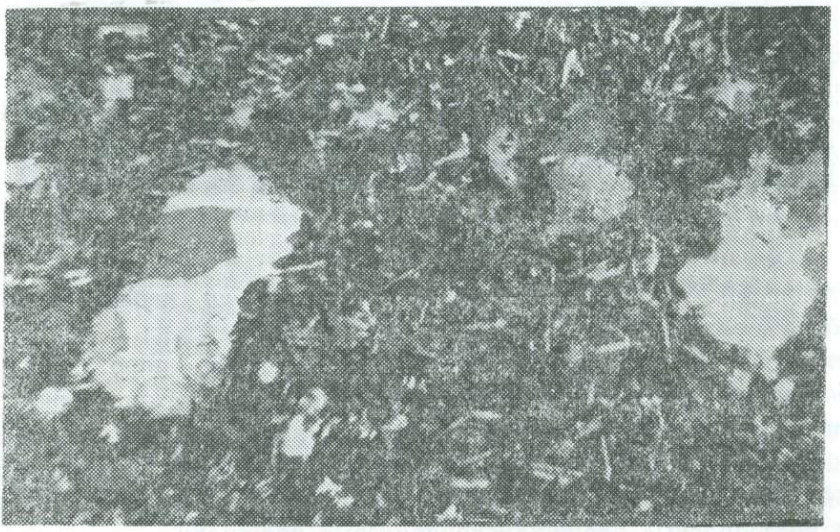


Рис. 24. Плагиоклазовый порфирит с миндалекаменной текстурой. Прозр. шл. 14, увел. 21×, ник+. Скв. 124 (Квемо-Болниси).

Секущие жильные порфириты с цветом, меняющимся от зеленых тонов до темных цветов, вскрыты серией скважин и лишь в одном обнажении зафиксированы на дневной поверхности (рис. 16). Здесь они простираются на северо-восток, обладая крутым северо-западным падением. Изучение петрографического состава этих пород позволило выделить среди них разности, отвечающие авгитово-плагиоклазовым, кварцевым и диабазовым порфиритам. Фенокристаллы этих пород представлены либо измененными основными плагиоклазами зонального строения, относящимися к ряду андезина-лабрадора, и светло-зеленым

авгитом, или плагиоклазом и кварцем (кварцевые порфириты). Основная масса, в основном, слагается беспорядочно расположенными мелкими призмочками измененного плагиоклаза, между которыми развиты хлорит, серицит, реже кварц (рис. 25).

Останцы лав и секущие дайки порфиритов подвергнуты поствулканическим и гидротермальным изменениям (предшествующими и сопутствующими оруденению), что выразилось в пелитизации, альбитизации, карбонатизации, серицитизации, хлоритизации и окварцевании порфировых вкрапленников и микролитов плагиоклаза. Плагиоклазы

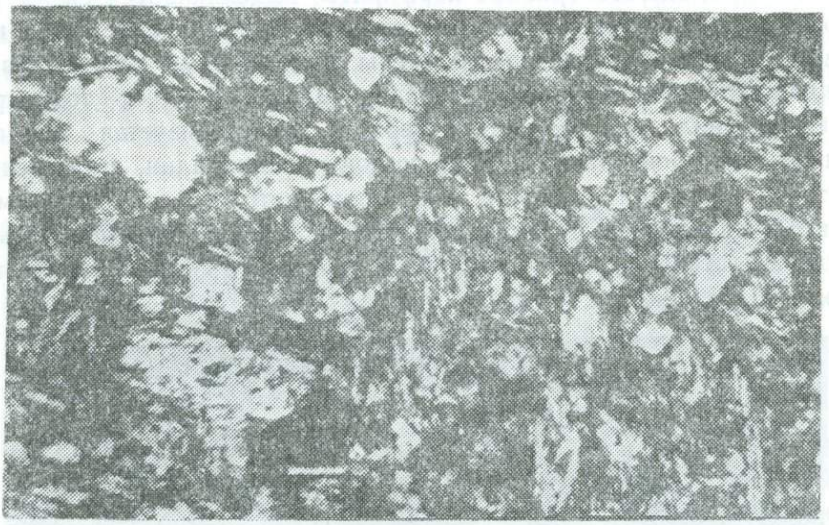


Рис. 25. Диабазовый порфирит. Прозр. шлиф. 18. Ув. 32×, ник.+. Скв. 153 (Квемо-Болниси).

иногда полностью замещаются карбонатом, нацело каолинизированы. Карбонат, развитый в виде тонких прожилков, заполняет поры совместно со вторичным кварцем или пропитывает всю породу, образуя карбонатизированные и сидеритизированные разности характеризуемых пород. В последних сидерит встречается в виде бесформенных зерен. Практически во всех изученных шлифах наблюдается развитие скоплений крупнозернистого пирита. Очень редко в порфиритах наблюдаются нитеобразные пирит-халькопиритовые прожилки.

Наличие в пределах месторождений линзообразных остатков порфировых лав, переслаивающихся с верхнемеловыми туфами, а также туфов и туфобрекчий порфиритового состава, позволяют рассматривать секущие тела порфиритов в качестве корней соответствующих эффузивов верхнемелового возраста. Возможно, часть из них связана и с более молодой, но дорудной вулканической активностью, как это предполагают ряд исследователей (Габуния, Гамкрелидзе, 1942; Назаров, 1966; Дудаури, 1965, и др.).

Предверхнеэоценовые магматические образования представлены малыми интрузиями роговообманковых и роговообманково-биотитовых

дацитов. С этими породами обладает пространственной близостью медное оруденение (Цителсопели, Квемо-Болниси, Баличи). В связи с этим вопросы их генезиса, морфологии и взаимоотношения с рудными телами всегда привлекали внимание исследователей (Гамкрелидзе и др., 1965; Дзоценидзе, 1965; Дудаури, 1965 и др.).

Материалы петрографо-минералогических и химических исследований, структурный анализ (изучение директивных текстур и первичных трещин отдельности) дацитовых тел, с учетом данных, полученных при бурении скважин, позволяют достаточно достоверно судить о форме, внутреннем строении и взаимоотношении дацитов с другими породами.

Согласно проведенным наблюдениям, роговообманковые дациты на Квемо-Болнисском месторождении образуют одну крупную дайку и серию маломощных дайкообразных тел, развитых в восточной и юго-восточной частях месторождения (рис. 16); пологозалегающее тело обнажается в северо-западной части характеризуемой площади.

Самая крупная восточная дайка роговообманковых дацитов прослеживается, начиная с хребта Кара-торпак, в южном направлении на протяжении около 2 километров, падая при этом на юго-восток и северо-восток под углом 30—70°. Вблизи поверхности дайка расширяется; максимальную мощность она приобретает в районе хребтов Кара-торпак и Капанахчи. Следует подчеркнуть, что дациты здесь ранее картировались в качестве отдельных элипсообразных тел, что было вызвано плохой их обнаженностью в связи с развитием делювиальных образований. Выявленные нами шлиры темноцветных минералов, залегающие почти горизонтально и вытянутые по азимуту 340° (линейные текстуры течения в дацитах) в пределах эндоконтакта упомянутых пород позволили усмотреть их общность и связь с прототектоническими элементами. Кроме того, положение эндосинкинематических трещин (Q, L, S) и трещин, возникших при охлаждении, которые делят дациты на вытянутые шести-пятигранные призмы, ориентированные перпендикулярно к стенкам вмещающей рамы (рис. 26), также указывали на вытянутость рассматриваемого тела в близмеридиональном направлении. Данные структурного анализа впоследствии подтвердились буровыми работами.

Роговообманковые дациты являются плотными породами светло-серого, редко фиолетового цвета, выделяющиеся порфировой структурой. Порфировые выделения представлены в разной степени измененными призматическими, изометрическими или ксеноморфными кристаллами плагиоклаза из ряда андезина и удлиненными кристаллами роговой обманки. Плагиоклаз пелитизирован, серицитизирован; иногда замещается кальцитом или тонкоагрегатным каолином. В плагиоклазе установлены включения апатита и роговой обманки. Послед-

няя большей частью опацитизирована. Наблюдаются также псевдоморфозы карбоната и хлорита по роговой обманке. Согласно О. З. Дудаури (1965), включения роговой обманки в плагиоклазе опацитизации не подвергались.

В эндоконтакте тел роговообманковых дацитов витрофировая масса состоит из мельчайших зерен кварца и призматических пластинок серицит-пелитизированного плагиоклаза, в промежутках между зернами которых развиты чешуйки хлорита и серицита. В породе наблюдаются зернышки рудного минерала, мелкие игольчатые кристаллы апатита и очень редко циркон. В керне буровой скважины в этих дацитах были фиксированы нитеобразные прожилки сфалерита.

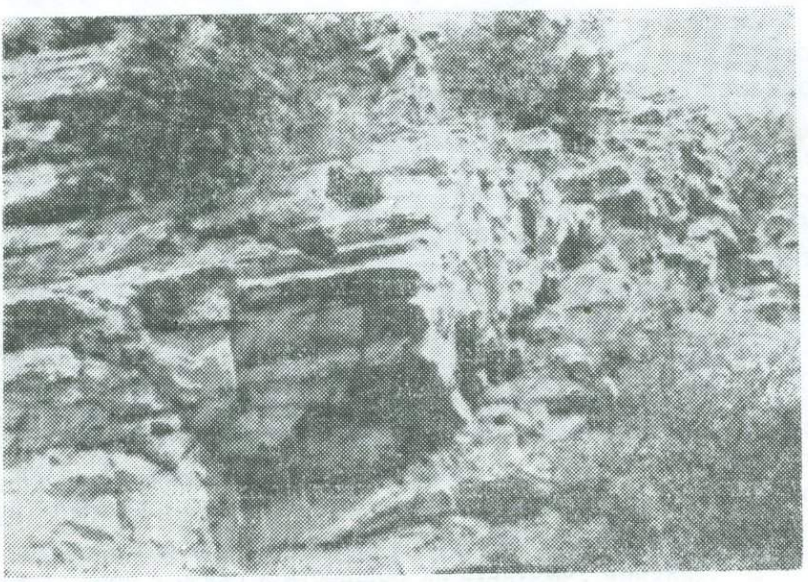


Рис. 26. Призматическая отдельность в дайке роговообманковых дацитов на хр. Кара-торпак.

Роговообманковые дациты особенно интенсивно изменены в зоне эндоконтакта под воздействием гидротермальных растворов, в результате чего они подвергнуты карбонатизации и серицитизации. Кроме того, вдоль их контактов с вмещающими породами развились зоны рассланцевания и проявилась минеральная ассоциация продуктивной медно-пиритовой минерализации (рис. 18). Изложенное показывает, что характеризуемые роговообманковые дациты являются дорудными образованиями.

Роговообманково-биотитовые дациты получили развитие в восточной части Квемо-Болнисского месторождения. Они представлены светло-серыми породами с ясно выраженной порфировой структурой; фенокристаллы состоят из плагиоклаза ряда андезина (№№ 30—40), кварца, роговой обманки и биотита. Плагиоклаз по содержанию анортитовой составной части и вторичным изменениям сходен с плагиоклазом из рогово-

обманковых дацитов. Роговая обманка здесь образует сравнительно мелкие кристаллы, претерпевшие опацитизацию и менее интенсивную карбонатизацию и хлоритизацию. По О. З. Дудаури (1965) роговая обманка имеет биотитовую схему адсорбции: CNg = 19°; Ng—Np = 0,021; 2V = —76°. Кварц представлен в виде оплавленных, бипирамидальных кристаллов, обладающих одновременным угасанием. Из акцессорных минералов отмечены призматические кристаллы апатита и циркона.

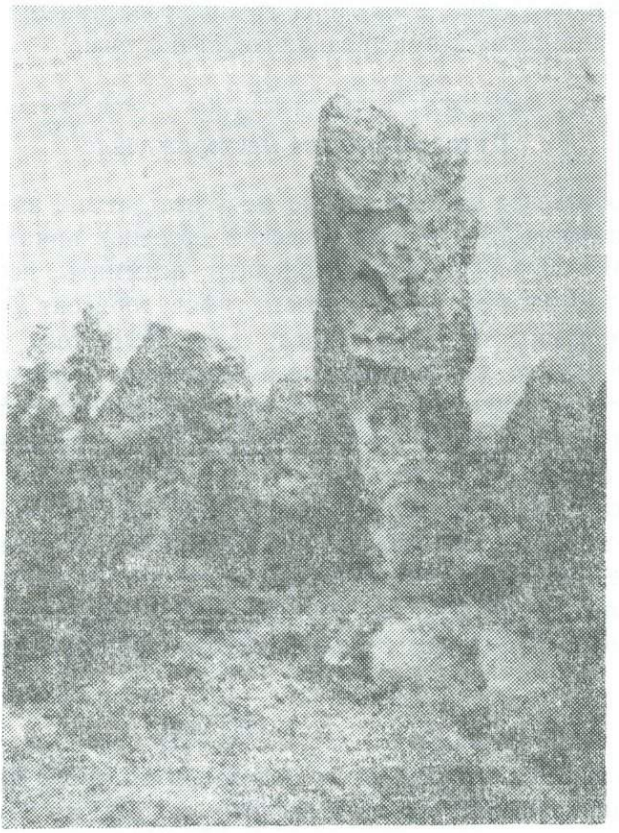


Рис. 27. Столбчатая отдельность в восточных контактах Квемо-Болнисских роговообманково-биотитовых дацитов.

Описываемые нами тела роговообманково-биотитовых дацитов ранее рассматривались в качестве штоков изометричной формы, обладающих характерной параллелепипедиальной отдельностью (Дудаури, 1965; Назаров, 1966). Однако в восточных контактах эти дациты имеют столбчатую отдельность и почти вертикальное расположение столбов (рис. 27). Пересечения буровыми скважинами в пределах площади Квемо-Болнисского месторождения показали, что часть роговообманково-биотитового дацитового тела имеет пологозалегающий нижний контакт. По представлению автора, рассматриваемое тело представляет собой

лакколит с магмоподводящим каналом, вытянутым вдоль глубинного разлома, прослеженным по линии Квемо-Болниси — Ратевани-Самцвериси.

Из изложенного следует, что дацитовые тела Квемо-Болнисского месторождения в действительности не представляют собой расширяющиеся с глубиной штоки, обладающие изометричным сечением, как это показывалось ранее на среднемасштабных геологических картах, а являются вытянутыми в близмеридиональном направлении сравнительно маломощными секущими дайками и лакколитообразными телами. Вопросы возраста дацитов будут проанализированы ниже.

Цителсопельское месторождение

Цителсопельское месторождение меди отстоит в 4 км к востоку от Квемо-Болнисского. В его геологическом строении принимают участие верхнемеловые образования: алевропелиты, псаммиты, псефиты, лапиллиевые и агломератовые разновидности туфов; горизонт микротуфобрекчий с прожилками и гнездами гипса; пластовые тела альбитофиров (альбитизированные плагиоклазовые и кварцевые порфириты); вторичные кварциты монокварцевой, серицитовой, каолинитовой фаций; пропилиты кварц-карбонатной фации и другие гидротермальные образования.

Перечисленный комплекс пород перекрыт плиоценовыми галечниками (гальки и валуны гранитоидов и кератофиров), выше которых залегают плиоцен-четвертичные долериты, а еще выше по разрезу развиты пролювиальные суглинки с включениями окатанных обломков розового гранита, порфиритов байоса и мелкозернистых разностей осадочных пород.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЙОНА МАДНЕУЛЬСКОГО, КВЕМО-БОЛНИССКОГО И ЦИТЕЛСОПЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В районе медных и свинцово-цинковых месторождений Маднеульской группы развиты магматические породы, которые по геологическому положению и возрасту объединяются в три группы:

Первая группа — пирокластолиты и лавы пироксеновых порфиритов, туфобрекчии и туфолавы плагиоклаз-порфиритового, кварц-порфиритового и кварц-альбитофирового состава (эффузивная фация); силлы и мелкие штоки пироксеновых порфиритов, диабазовых порфиритов, кварцевых порфиритов (субвулканическая фация); некки пород разного состава и эруптивные брекчии (жерловая фация); силлы, дайки габброидов (гипабиссальная фация); дайки и тела неправильной формы альбитофиров, кварцевых альбитофиров. Перечисленные породы подвер-

гнуты интенсивной альбитизации, деформированы и раздроблены в связи с досреднеэоценовыми орогеническими движениями; их возраст верхнемеловой.

Вторая группа — дайки и лакколиты роговообманковых и роговообманково-биотитовых дацитов (гипабиссальная фация) и липарито-дациты субвулканической фации. Дациты в меловой и досреднеэоценовой складчатости не участвуют; они образуют самостоятельные пояса с дайками и лакколитами и приручены к зонам расколов в фундаменте; новые геологические данные определяют их среднеэоценовый возраст.

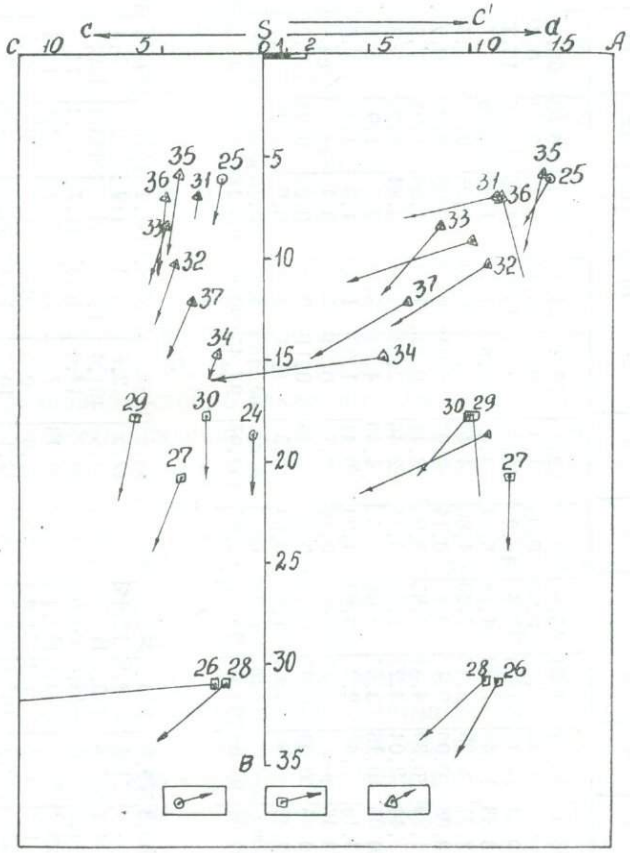


Рис. 28. Диаграмма химизма магматических пород района месторождений: 1 — верхнемеловые альбитофиры и кварцевые альбитофиры; 2 — верхнемеловые порфириты; 3 — предверхнеэоценовые дациты.

Третья группа — лавовые покровы верхнеплиоцен-четвертичных долеритов (Цителсопели), стекающих от Кечутского хребта в ущелье р. Машавера. Они залегают полого, несогласно перекрывая породы верхнего мела и палеогена.

Для выяснения химической природы магматических пород, обнажа-

Таблица 3

Химический состав некоторых магматических пород Болнисского рудного района
(названия образцов пород см. на рис. 29)

№ образца, Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	63,94	68	76,9	46,84	51,04	46,6	53,8	62,2	68,4	64,11	63,5	68,88	65,68	64,68	65,72	66,53
TiO_2	0,47	0,38	сл.	1,70	1,5	0,97	0,95	1,0	0,22	0,17	0,15	0,24	0,21	0,18	0,16	0,13
Al_2O_3	18,5	13,78	9,61	17,1	14,3	17,5	16,2	15,66	15,43	16,84	14,15	16,66	16,32	15,27	14,33	18,30
Fe_2O_3	0,85	1,61	3,38	11,49	7,28	4,78	5,24	4,63	2,8	1,72	1,87	0,98	1,74	2,25	2,06	0,85
FeO	1,42	2,61	2,01	2,28	6,48	7,20	4,86	4,47	0,5	0,73	1,06	0,56	1,32	1,19	0,96	0,94
MnO	нет	0,08	0,08	0,06	0,1	0,1	0,14	0,07	0,04	0,05	0,08	0,02	0,05	0,07	0,07	—
MgO	3,20	0,81	1,29	6,89	4,34	5,03	3,96	3,11	0,43	1,71	1,58	1,08	1,36	1,59	1,95	1,01
CaO	0,55	1,71	1,40	2,04	3,22	1,58	5,37	2,46	2,63	3.48	3,64	1,96	3,35	4,4	2,88	3,86
Na_2O	4.98	5,18	0,05	0,16	3,67	2,08	3,6	4,40	4,32	3,18	2,7	1,9	5,3	4,2	2,10	3,67
K_2O	0,27	1,58	3,16	7,48	2,2	3,83	1,03	0,41	1,03	1,61	1,3	1,08	1,08	1,4	1,4	1,32
SO_3	сл.	0,64	0,46	нет	5,78	нет	0,34	0,7	0,34	—	0,4	сл.	сл.	0,4	0,95	—
P_2O_5	сл.	0,14	0,05	0,03	0,07	0,13	0,18	0,46	0,11	0,08	0,09	0,04	0,02	0,06	0,09	0,09
H_2O	0,64	0,2	0,22	0,62	0,66	1,48	0,63	0,5	1,14	1,9	0,9	1,08	1,1	0,36	0,8	0,53
П. п. п.	не опр.	3,08	не опр.	не опр.	не опр.	7,03	не опр.	не опр.	не опр.	4,25	8,76	не опр.	не опр.	4,54	6,74	3,0
Сумма	94,82	99,73	98,61	96,69	100,61	98,31	96,27	100,07	97,45	99,89	100,18	94,48	97,54	100,59	100,21	100,23

Таблица 4

SiO_2	1064,6	1132,2	1280,3	779,8	850	776	896	1035,6	1139	1067,4	1057,2	1147	1093,5	1077	1094,2	1107
TiO_2	6	5	—	21,3	18,8	12,14	12	12,5	2,8	2,1	1,9	3	2,6	2,2	2,0	2
Al_2O_3	181,5	135,2	94,2	167,7	140,3	171,66	159	153,6	151,4	165,2	139	163,4	160,1	150	140,6	179
Fe_2O_3	5,3	10	21,2	72,0	45,6	30,0	33	29	17,5	10,8	11.7	6,1	11	14	13	5
FeO	19,7	36	28	31,7	90,0	100,1	67,5	62,13	7	10	14,7	7,8	18,3	16,5	13,3	13
MnO	—	1	1	0,8	1,4	1,4	2	1,0	0.6	0,7	1	0,3	0,7	1,0	1,0	—
MgO	79,4	20	32	170,9	107,6	124,7	98,2	77,1	10,7	42,4	39,2	26,8	33,7	39,4	48,4	25
CaO	9,8	30	25	36,4	57,4	28,1	95,7	43,9	47	62,0	64,3	34,3	60	78,4	51,3	69
Na_2O	80,3	83,6	1	2,6	59,4	33,6	58,1	71	69,7	52,0	43,6	30,7	85,5	67,7	33,9	59
K_2O	2,9	16,8	33,54	79,4	23,3	40,6	12,2	4,4	11,57	17,1	13,8	11,5	11,5	14,9	14,9	14
P_2O_5	—	1	0,35	0,21	0,4	0,9	1,3	3,0	0,8	0,6	0,63	0,3	0,21	0,4	0,63	1
кл.	II	II	II	II	II	II	I	II	II	II	II	II	II	I	II	

Таблица 5

Числовые характеристики магматических пород Болнисского рудного района, рассчитанные по А. Н. Заварицкому

№ п/п образ.	a	b	c	s	Q	a^1	f^1	m^1	n	φ	t	Na/K	c^1
1	10,82	18,71	0,65	69,81	17,34	61,67	10,7	27,66	96,74	3,7	0,56	1: 0,04	—
2	13,77	6,18	2,06	77,98	26,37	10,22	65,55	22,22	83,26	22,22	0,44	1: 0,2	—
3	4,45	11,42	1,6	82,64	54,63	39,1	42,65	18	2,9	24	—	1:33,5	—
4	11,25	31	2,5	54,95	14,8	21,66	41,50	37,5	3,17	31,64	2,66	1:30,5	—
5	11,89	20,89	4,13	62,44	14,62	0,13	63,97	35,9	71,82	30,43	2,16	1: 0,39	—
6	10,63	30,91	2,0	56,43	2,38	32,14	38,8	28,89	45,15	13,9	1,54	1: 1,2	—
7	10,15	17,86	6,41	65,58	4,45	—	57,46	39,7	82,64	26,69	1,32	1: 0,21	2,83
8	9,89	17,87	2,88	69,36	16,04	25,16	46,55	28,28	94,16	21,27	1,18	1: 0,06	—
9	11,17	7,02	3,23	78,47	31,38	44,65	44,5	10,32	85,76	33,78	0,24	1: 0,16	—
10	10,76	10,32	4,38	75,61	24,24	47	23,8	29,2	71,7	14,9	0,2	1: 0,33	—
11	8,49	8,43	4,8	78,28	34,78	29,28	36,34	34,37	75,93	20,38	0,18	1: 0,30	—
12	5,66	14,82	2,34	77,16	42,56	78,12	9,74	11,69	72,74	5,52	0,29	1: 0,37	—
13	13,52	5,93	4,18	76,37	21,52	9,63	50,76	39,6	88,14	27	0,24	1: 0,13	—
14	11,51	7,01	4,78	76,49	25,39	—	49,05	39,83	82,0	28,5	0,2	1: 0,22	11,12
15	6,89	12,16	3,62	77,33	37,26	47	24,9	28,09	69,46	15,09	0,2	1: 0,43	—
16	10,06	9,1	4,75	76,5	27,72	60,1	19,5	20,3	80,8	не вып.	не вып.	не вып.	—

ющихся на площади изученных месторождений, были проделаны полные химические анализы образцов, отобранных из этих пород в различных участках (табл. 3). В дацитах образцы были взяты с учетом охвата обеих разновидностей, а также по всем, выделенным нами на Квемо-Болнисском месторождении, дайкам. Образец № 16 взят в околорудных роговообманковых дацитах для установления контактового воздействия рудообразующих гидротермальных растворов на дациты. На основе приведенной таблицы химанализов вычислены молекулярные количества (табл. 4) и выведены основные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому (табл. 5) с построением диаграммы (рис. 28). Рассчитаны также магматические формулы по методу Ф. Ю. Левинсона-Лессинга.

В приведенных таблицах и на диаграмме наглядно выявляются особенности химизма изучаемых пород. Самыми бедными SiO_2 и обогащенными фемическими компонентами оказались покровные порфириты мандельштейны (образцы №№ 4, 6). По содержанию этих же компонентов и кремнезема жильные порфириты заняли «среднюю полосу» на диаграмме, а альбитофиры, кварцевые альбитофиры и дациты расположились ближе к начальной точке координат, и они оказались самыми кислыми образованиями.

Альбитофиры и кварцевые альбитофиры характеризуются самыми низкими (0,55 ÷ 1,4 %), а дациты—наиболее высокими (4,4%) содержаниями CaO; в дацитах CaO входит в состав анортитовой молекулы и роговой обманки. На щелочной плоскости ASB все векторы (за исключением векторов, соответствующих образцам 7 и 14) наклонены вниз и влево, т. е. породы, соответствующие им, пересыщены глиноземом.

Пересыщение глиноземом пород обычно нормального ряда (дациты и др.) является результатом наложенной альбитизации и пелитизации плагиоклазов.

На той же плоскости ASB векторы дацитов характеризуются пологим, а векторы жильных порфиритов почти вертикальным залеганием, что объясняется относительно низким в первом и высоким во втором содержанием магнезии по отношению к алюминию.

В известковистой части диаграммы (плоскость CSB) векторы круто наклонены вниз, что говорит о преобладании натрия над калием. Противоположные соотношения наблюдаются в покровных порфиритах (образцы № 4, 6) и кварцевых альбитофирах (образец № 3). В последнем низкое содержание Na_2O, видимо, объясняется погрешностью анализа. По магматической формуле, коэффициенту кислотности и отношению щелочей к щелочным землям дациты, соответствующие образцам 9,13 и 16 (табл.5), можно отнести к липаритовой ветви дацитов, являющейся вообще характерной для Кавказа. Кварцевые диориты, фиксируемые в восточной части Маднеульского месторождения, аналогично Казретской гипабиссальной их фации (Назаров, 1965), характеризуются исключительно низким содержанием K_2O. Роговообманковые дациты (образец 15) и порфириты (образец 5), претерпевшие воздействие рудообразующих гидротермальных растворов, характеризуются высоким содержанием SO_3 (табл. 3).

Часть тех же образцов была подвергнута полному спектральному анализу в лаборатории треста «Грузуглерудразведка». По полученным результатам составлена таблица 6, характеризующая содержание микроэлементов в некотрых магматических породах развитых в районе месторождений. Анализ таблицы показывает, что роговообманковые дациты характеризуются повышением содержания металлов Cu, Pb, Zn, сопутствующих им элементов —Ni, Co, Ga, а также Mo и V.

С целью выяснения формационной принадлежности магматических образований, распространенных в районе рудных месторождений, использовались видоизмененные формулы для исследования петрохимических особенностей гранитоидов (Коренбаум, 1975).

С целью получения расчетных единиц (табл. 7), вводимых в формулы, использованы химические анализы:

а) интрузивных пород и их эффузивных эквивалентов (Дели, 1936) (образцы 1—12); б) интрузивных и эффузивных пород, участвующих в строении Болнисского рудного района и соседних геотектонических зон (образцы 13—24); в) гипабиссальных и эффузивных пород, развитых в пределах месторождений (образцы 24—37) и вне их контуров (образцы 38, 39, 40). При этом образцы 24÷37 соответствуют образцам 1÷15 из таблицы 3.

Впоследствии нами построены вариационные диаграммы при фиксированных значениях основности ($H=R/Al + R\times 100\%$) по коэффициентам общей щелочности ($A = R_2 / Al + R_2 \times 100\%$), кальциевости (C=

$= Ca/R + 2{,}2\ Fe^{+3} - Mn \times 100\%$ (рис. 29), калиевости ($K = K/K + Na \times 100\%$), железистости ($Fe = Fe/Fe + Mg \times 100\%$), кремнистости ($Si/Al + Si \times 100\%$),

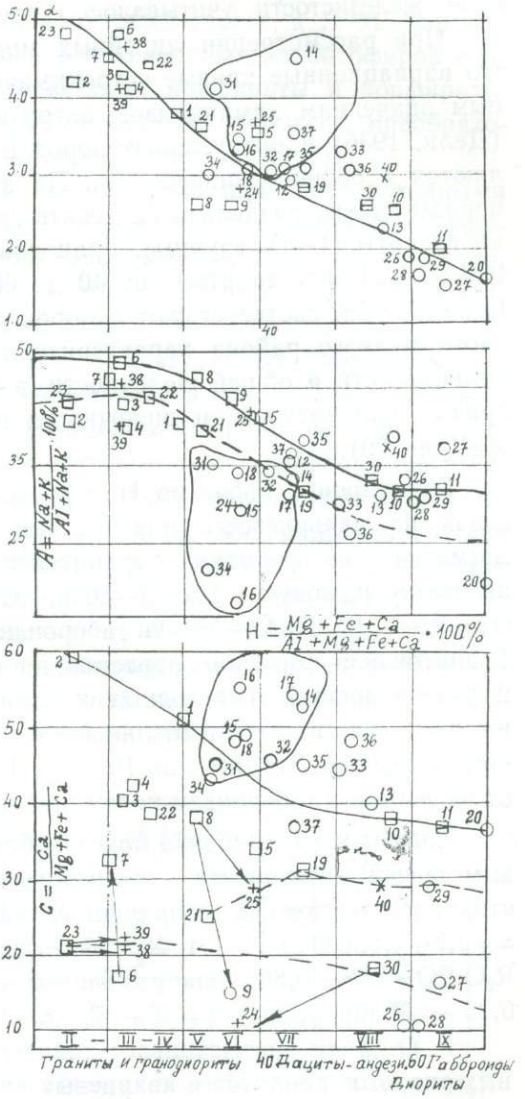


Рис. 29. Вариационные линии соответствуют: линия с короткими пунктирами — изверженным породам района месторождений меди и свинцово-цинковых руд, линия с длинными пунктирами — Храмского кристаллического массива, сплошная линия — магматическим породам различных районов; квадраты — анализам гранитов, гранодиоритов и их эффузивов; кружки — андезито-дацитов и их эффузивов; кружок с диаметром — анализам диоритов, а кружок со знаком умножения — габброидов и их эффузивов; знак плюс — анализам альбитофиров и кварцевых альбитофиров Болнисского района. Цифровые надписи к породам: 1 — гранит всех периодов, 2 — липарит, 3 — риолит, по разным авторам, 4 — кварцевый порфир, 5 — щелочноземельный гранит, 6 — щелочный гранит, 7 — кварцевый кератифир, 8 — средний щелочный сиенит, 9 — кератофир, 10 — кварцевый диорит, 11 — диорит, 12 — дацит, 13 — все андезиты (анализы от 1 до 13 взяты у Р. О. Дели), 14 — липарит, эоцен, Триалетский хребет, Б. П. Беликов, 15 — липарито-дацит, в. миоцен — н. плиоцен, Самсарский хребет, Д. Г. Джигаури, 16 — липарито-дацит, годердзская свита, Самсарский хребет, Н. И. Схиртладзе, 17 — дацит, лавовый покров, в. миоцен—н. плиоцен, Кечутский хребет, Н. И. Схиртладзе, 18 — дацит, лавовый покров, в. миоцен—н. плиоцен, Болнисская зона, Н. И. Схиртладзе, 19 — кварцевый диорит, н. палеозой, Храмский массив, Б. П. Беликов, 20,21 — габбро-порфирит и грандиорит, в. палеозой, Храмский массив, Г. М. Заридзе, 22 — гранит, палеозой, Е. К. Устинов, 23 — гранит, бат, Локский массив, Р. И. Макашвили, 24 — альбитофир, Маднеули, 25 — кварцевый альбитофир, Квемо-Болниси, 26 — порфириты-мандельштейны, Квемо-Болниси, 27, 28 — авгитовые и авгит-плагиоклазовые порфириты, Квемо-Болниси, 29 — пироксеновый порфирит, Квемо-Болниси, 30 — кварцевый диорит, Маднеули, 31, 32 — роговообманковый дацит, Баличи, 33, 34, 35, 37 — роговообманковые дациты соответственно из даек 1, 2, 3, 4, 5 и скв. 114, Квемо-Болниси (анализы от 24 до 37 взяты по нашим данным), 38, 39, 40 — кварцевый альбитофир, альбитофир и пироксеновый кварцевый порфирит, Болнисский район, О. З. Дудаури.

а, также по коэффициенту кислотности ($\alpha = 2b/a+3$) и отношению R_2O: RO (Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев 1967). В формулы внесены атомные количества катионов: Al, Si, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ca, Mg, Mn, Na, K; в формуле железистости учитывалось и трехвалентное железо.

При рассмотрении линейных моделей (рис. 29) устанавливается, что вариационные кривые петрохимических характеристик по усредненным значениям химанализов интрузивных пород различных районов (Дели, 1936) и интрузивных пород Болнисского рудного района являются в общем одинаковыми. По значению основности интрузивные породы можно разделить на девять групп. Значения Н менее 30% имеют граниты (I—IV группы). Гранодиориты имеют значение Н от 30 до 40%, а андезито-дациты — от 40 до 60%. Горные породы с величиной Н более 60% соответствуют габброидам. Интрузивные породы Болнисского рудного района характеризуются более низкими значениями кальциевости и общей щелочности, в связи с чем соответствующие им кривые кальциевости и щелочности на диаграммах расположены ниже (рис. 29).

Группировка пород по Н и по значениям кальциевости, указывающая на кальциевость плагиоклаза, позволяет выделить следующие магматические формации: гранитоидную (Н = 14—40%, С = 15—51%), андезито-дацитовую (Н = 40—56%, С = 36—50%), липарито-дацитовую (Н = 30—45%, С = 42—59%) и габброидную (Н = 60% и выше, С = 8—38%). Гранитоидная формация представляет совокупность гранитов, сиенитов и разновидностей, переходных к дацитам. Липарито-дациты расположены несколько в стороне от линейних моделей, что говорит об их эффузивном генезисе. Диориты, по Р. О. Дели (1936), занимают переходное от андезитов к габброидам положение (рис. 29).

Подобная группировка пород наблюдается и по вариационным кривым общей щелочности, кремнекислотности и отношению $R_2O : RO$, что свидетельствует об их причинном характере (гранитоиды—А = 40—50. $\alpha = 2{,}7—4{,}8$; $R_2O : RO = 1{,}4—4{,}7$; андезито-дациты—А = 25—38, $\alpha = 2{,}3—3{,}52$; R_2O:RO = 0,36—0,86; липарито-дациты—А = 17—44, $\alpha = 3—4{,}52$, R_2O:RO = 0,35—0,9; габброиды—А = 19—37, $\alpha = 1{,}5—1{,}9$, R_2O:RO = 0,1—0,34.

Р. О. Дели рассматривает дациты и андезиты в качестве эффузивных аналогов диоритов и кварцевых диоритов. Однако расположение точек, соответствующих андезито-дацитам, непосредственно на вариационных линиях справа от гранодиоритов, совместное нахождение андезитов и дацитов в определенных геотектонических сооружениях указывают на самостоятельность некоторых андезито-дацитов, позволяющую полагать их мантийное происхождение.

В Болнисском рудном районе и в пределах Маднеульской группы месторождений меди и свинцово-цинковых руд широко развиты альбитофиры и кварцевые альбитофиры (Дудаури, 1961), имеющие, по мнению некоторых геологов, эффузивное происхождение, хотя часть иссле-

дователей считает, что альбит в этих породах является вторичным минералом (Заридзе, 1961; Дзоценидзе, 1948).

Г. С. Дзоценидзе (1948) отмечал, что альбитофиры и кварцевые альбитофиры первоначально имели дацитовый состав, а Г. М. Заридзе материнскими породами альбитофиров и кварцевых альбитофиров считает плагиоклазовые порфириты, кварцевые порфириты и порфириты, содержащие, наряду с основными плагиоклазами, пироксен, преобразованный впоследствии в роговую обманку (Заридзе, 1961).

Вариационные кривые (рис. 29) и др. показывают, что исходными породами кварцевых альбитофиров Болнисского района являются эффузивные липаритовые порфиры, либо кварцевые кератофиры, представляющие собой эффузивные аналоги кремнекислотных и щелочных гранитов. Альбитофиры, которые встречаются в виде дайковых тел и пластообразных залежей в переслаивании с вулканогенными породами кислого и среднего состава, видимо, образованы в результате альбитизации плагиоклазовых порфиритов, кварцевых порфиритов и кварцевых диоритов. В частности, некоторые пластовые тела альбитофиров Мадneульского месторождения представляют альбитизированные кварцевые диориты на следующем основании: 1) сходство минерального состава вкрапленников в альбитофирах и кварцевых диоритах; 2) геологическое положение—залегание под альбитофирами силлов кварцевых диоритов; 3) диаграмма числовых характеристик, по А. Н. Заварицкому, — расположение точек, соответствующих альбитофирам в средней полосе, наряду с точками кварцевых диоритов, и, наконец, 4) одинаковый показатель калиевости альбитофиров и кварцевых диоритов.

Таблица 6

№ образца	Sn	W	Ga	Ni	Bi	Mo	V	Cu	Pb	Zn	Ba	Co	Cr	Zr	Be
2	1	0	2	1	0	0	0	3	2	4	4	2	2	0	—
3	1	0	2	1	0	0	0	4	0	3	3	0	2	0	0
4	0	0	2	1	0	0	0	2	2	3	4	2	0	0	0
5	0	0	2	2	0	0	0	3	0	4	3	2	2	0	0
12	0	0	2	2	0	1	1	3	2	2	3	1	0	0	0
13	0	0	2	2	0	1	1	3	2	2	3	1	0	0	0

где 0—нет; 1—(0,000п—0,00п%); 2—(0,00п%); 3—(0,0п—0,п%); 4—(0,п—п%).
Образцы № 2 и 3—кварцевые альбитофиры.
Образцы № 4 и 5—порфириты.
Образцы № 12 и 13—роговообманковые дациты.

Альбитофиры и кварцевые альбитофиры не следует относить к липарито-дацитам, так как они резко отличаются от последних по меланократовости и отношению R_2O; RO.

Связь кварцевых кератофиров (альбитофиров), авгитовых и диабазовых порфиритов с турон-сантонским тектоно-магматическим циклом позволяет объединить эти породы в единую кварц-диабаз-кератофировую формацию.

Таблица 7

Петрохимические характеристики магматических пород

№ образца	R_2O	RO	$\overline{RO}$	$R_2O : RO$	R_2O_3	$\alpha = \frac{2b}{a+3}$	$a\overline{RO}R_2O_3 \cdot bSiO_2$	Атомные кол. Al	H	A	Кальциевость, C	Калиевость, K
1	100	60	160	1,67	152	3,79	$1{,}05\overline{RO} \cdot R_2O_3 7{,}685\ SiO_2$	142	29	41,32	51,47	44
2	99	26	125	3,81	149	4,24	0,84 „ 8,145 „	139	14,72	41,59	58,82	42,4
3	103	37	140	2,78	139	4,34	1,01 „ 8,715 „	130	21,68	43,64	40,74	47,57
4	94	41	135	2,29	149	4,13	0,91 „ 8,085 „	139	22,3	39,83	42,37	51,06
5	101	92	193	1,10	153	3,53	1,26 „ 7,53 „	141	38,96	41,73	34,21	44,51
6	117	32	149	3,66	137	4,8	1,09 „ 8,9 „	121	20,9	49,15	12,5	37,6
7	108	36	144	3,0	135	4,57	1,07 „ 9,35 „	128	20,0	45,76	32,60	12,0
8	149	81	230	1,84	184	2,64	1,25 „ 5,61 „	171	31,6	46,56	38,09	36,9
9	136	97	233	1,40	182	2,63	1,28 „ 5,63 „	171	36,2	44,29	15,7	41,17
10	75	218	293	0,34	175	2,51	1,67 „ 5,86 „	159	57,7	32,05	38,55	28,00
11	77	286	363	0,27	183	2,07	1,98 „ 5,16 „	165	63,53	32,08	37,03	28,57
12	92	124	216	0,74	174	2,96	1,24 „ 6,28 „	159	43,61	36,65	40,52	30,43
13	80	218	298	0,36	190	2,28	1,57 „ 35,2 „	169	55,98	32,12	40,07	27,5
14	55	93	148	0,59	125	4,52	$1{,}18\overline{RO} \cdot R_2O_3 9{,}45\ SiO_2$	114	44,66	32,54	53,5	36,36
15	34	97	131	0,35	178	3,42	0,74 „ 6,4 „	165	37,02	17,08	49,59	—
16	66	97	163	0,68	172	3,34	0,95 „ 6,6 „	165	37,02	28,57	54,95	51,51
17	79	128	207	0,62	186	2,88	1,1 „ 5,9 „	175	44,24	31,1	54,66	30,33
18	86	96	182	0,90	182	3,05	1 „ 4 „	165	36,78	34,26	48	27,91
19	19	145	224	0,54	180	2,78	1,24 „ 5,9 „	172	45,74	31,47	30,62	40,5
20	41	402	443	0,1	196	1,60	2,26 „ 4,25 „	173	69,9	19,5	36,1	26,8
21	95	69	164	1,38	159	3,6	1,03 „ 7,3 „	145	32,2	39,5	25,77	48,4
22	94	40	134	2,35	140	4,4	0,95 „ 8,7 „	120	25	43,5	38,75	31,9
23	98	21	119	4,7	137	4,4	0,87 „ 9,25 „	128	14	43,3	21	40,8
24	83	109	192	0,76	187	2,83	$1{,}03\ \overline{RO} \cdot R_2O_3 5{,}7\ SiO_2$	182,0	37,45	31,32	8,4	3,6
25	101	96	197	1,05	145	3,65	1,27 „ 7,8 „	135	38,91	48,8	28,3	16,8
26	82	240	322	0,34	240	1,49	1,34 „ 32,5 „	168,0	58,72	32,8	9,39	96,34
27	82	256	338	0,32	186	1,9	1,82 „ 4,757 „	140,0	64,55	36,9	16,45	28,0
28	75	254	329	0,30	202	1,67	1,61 „ 3,85 „	172,0	59,52	30,4	8,94	54,7
29	70	264	334	0,26	192	1,85	2,08 „ 4,7 „	159	62,23	30,6	29,26	17,1
30	75	187	262	0,40	183	2,59	1,37 „ 5,67 „	154	54,3	32,8	18,25	53,3
31	82	84	166	0,98	169	3,5	0,85 „ 6,74 „	151	33,5	35,2	46,5	14,6
32	85	125	200	0,68	176	3,0	1,04 „ 6,06 „	165	40,9	34	45,6	20
33	58	119	177	0,49	151	3,37	$1{,}16\overline{RO} \cdot R_2O_3 7{,}02\ SiO_2$	139	50,5	29,4	45,1	24,1
34	43	69	112	0,62	169	3,7	0,66 „ 6,77 „	163	33,2	20,9	43,6	27,9
35	93	113	206	0,82	171	3,03	1,22 „ 6,39 „	160	45,6	38,0	44,8	12,2
36	83	134	217	0,62	164	3,04	1,32 „ 6,56 „	150	51,8	25,2	48,4	18,1
37	39	113	152	0,34	154	3,52	1,05 „ 7,12 „	141	44,3	35,6	37,0	30,6
38	80	105	185	3,0	131	4,68	$0{,}71\overline{RO} \cdot R_2O_3 6{,}85\ SiO_2$	125	22	46	21,0	34
39	100	41	141	2,3	156	4,0	0,91 „ 7,95 „	150	22	40	22,22	22
40	—	—	—	0,45	—	2,89	— — — —	—	56,45	37	29,28	20,25

Петрохимическое сходство (рис. 29) позволяет нам в районе Маднеульской группы месторождений различить следующие формации: 1. кварц-диабаз-кератофировую; 2. андезито-дацитовую; 3. липарито-дацитовую; 4. долеритовую (H=70, C=34, A=27, α=1,6, R_2O : RO=0,17; Цителсопели).

Горные породы кварц-диабаз-кератофировой формации являются явно дорудными, так как они повсеместно нарушаются и смещаются рудными телами и минерализованными тектоническими швами. В контакте дацитов и вмещающих их пород часто образуются рудные столбы,

что наряду с другими фактами говорит о наличии тесной временной и структурной связи между дацитами и оруденением.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Верхнемеловые вулканические породы интенсивно изменены в результате наложения на них поствулканических и более поздних гидротермальных процессов. Эти изменения привели к образованию четко разграниченных между собой пропилитов, аргиллизитов, огипсованных туфов и некоторых других пород.

Пропилиты и пропилитизированные породы развиты на отдельных участках Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений, особенно вблизи контактов альбитофиров, кварцевых альбитофиров, пепловых туфов (месторождение Квемо-Болниси) и вдоль концентрических структур горы Елдаг. Во всех этих участках встречаются гидротермально-измененные породы темно-зеленого цвета с реликтами порфировых вкрапленников и следов флюидальности. Подобного рода породы картируются также и за пределами рудоносных площадей.

Микроскопические исследования позволяют отнести эти измененные породы к пропилитам. Судя по составу остаточного обломочного материала, который представлен обломками стекловатых и порфиритовых лав, кварца, плагиоклаза, исходные породы описываемых гидротермалитов характеризовались средним составом.

По данным Г. М. Заридзе (1961), Г. И. Харашвили и Т. Г. Казахашвили и других авторов, образование пропилитов в Маднеульско-Поладаурской рудной зоне связано с верхнемеловыми поствулканическими процессами. Согласно концепции Н. И. Наквника (1954), пропилиты — «формация гидротермально измененных и часто рудовмещающих горных пород, возникшая в зоне действия вулканов, гипабиссальных и приповерхностных интрузий»...

По Д. С. Коржинскому, пропилитизация—вид метаморфизма вулканических толщ в общем андезитового состава. Она развивается в последние стадии, формирования вулканических толщ, после внедрения гипабиссальных интрузий и приурочена к полям интрузивных тел, но не к отдельным массивам и не может рассматриваться как изменение внешнего контактового ореола, связанное с прогретостью пород около отдельных массивов.

Характерными новообразованными минералами пропилитов в пределах изучаемых месторождений являются: альбит, хлорит, серицит, пирит, кварц, карбонат, глинистое вещество и очень редко — цеолит, гипс, амфибол. Хлорит замещает плагиоклаз, обломки стекловатых и темноцветных минералов; он мутный не плеохроирует, почти изотропен и имеет низкие цвета интерференции. Кварц мелкозернистый, роговиковый.

Карбонат представлен кальцитом и образован в результате деанортитизации плагиоклаза. Пирит мелкозернистый и рассеян по всему шлифу. Наряду с хлоритизацией плагиоклаз в исходных породах в процессе пропилитизации претерпевает особенно интенсивно альбитизацию и частично карбонатизацию. На участках мощного развития процесса альбитизации в результате альбитизации плагиоклазовых порфиритов и кварцевых диоритов образованы тела альбитофиров. Амфибол встречается в исключительных случаях и установлен в пропилитизированных диабаз-порфиритах.

Из рисунка 29 и многочисленных химанализов магматических пород и их пирокластолитов можно заключить, что в разрезе Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений большей частью встречаются породы, характеризующиеся высокой кальциевостью. Видимо, это обусловливает определенную направленность процесса пропилитизации, развивающегося по этим породам. Детальными петрографо-минералогическими исследованиями в пределах Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений в пропилитах и в том числе в пропилитизированных туфах выделяются кварц-хлорит-альбит-кальцит-пиритовые, кварц-хлорит-альбит-пиритовые, кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые минеральные парагенезисы (фации) пропилитов. При этом первая фация особенно интенсивно развита в районе Квемо-Болнисского месторождения. В редких случаях, когда процесс пропилитизации накладывается на породы, бедные кальцием, образованы кварц-хлорит-амфибол-альбит-пиритовые, кварц-хлорит-асбест-пиритовые ассоциации. При этом сфен замещается лейкоксеном.

Анализ собранных автором материалов с учетом теоретических построений Д. С. Коржинского (1953) показывает, что в пределах Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений развиты низко- и среднетемпературные фации пропилитов. Процесс пропилитизации протекал при постоянном объеме. Понижение температуры вызывало повышение активности вполне подвижного компонента H_2O, что со своей стороны приводило к разложению менее устойчивого эпидота на кальцит-серицитовую ассоциацию. Долгое время причина низкого содержания K в гипабассальных кварцевых диоритах Маднеульского рудного поля оставалась не выясненной (Назаров, 1966).

В настоящее время можно высказать предположение, что из массива кварцевых диоритов K выносился пропилитизирующими растворами. Это со своей стороны вызвало повышение активности вполне подвижных компонентов $(K, Na)_2O$ и образование серицит-кальцитовой субфации пропилитов. При повышении потенциала вполне подвижного компонента H_2S, что происходит на фронте растворения натрия и магния, происходит образование зон, обогощенных пиритом и глиноземом. Восходящие пропилитизирующие растворы при длительном и наиболее интенсивном воздействии на вмещающие породы вдоль трещин способны полностью выщелачивать все компоненты, слагающие их, вызывая образование квар-

цевых жил. Однако Д. С. Коржинский (1953) считает, что от этих жил необходимо отличить более поздние кварцевые жилы, с формированием которых обычно связано формирование главной массы оруденения среди пропилитизированных пород, в особенности золото-серебряное.

Аргиллизированные породы

Аргиллизированные породы детально изучали В. Г. Гогишвили, Т. Г. Зауташвили (1959, 1960), И. П. Хомасуридзе (1968). Согласно Г. И. Харашвили и Т. Г. Казахашвили аргиллизированные породы, развитые в пределах изучаемых месторождений, представляют собой метасоматические образования от светло-серого до зеленоватого цветов, образовавшихся за счет метаморфизма пепловых стекловатых туфов в результате воздействия поствулканических, а частично, возможно, гидротермальных процессов и уплотнения пеплового материала.

При исследованиях под микроскопом основная ткань рассматриваемой породы сложена каолинитовым веществом, к последнему иногда примешивается гидрослюда (гидрослюдистые аргиллиты) или хлорит (хлоритовые аргиллиты). В аргиллитах Квемо-Болниси среди каолинитового вещества чаще всего выявляется каолинит, образующий каолинитовую разновидность аргиллитов. В шлифах в очень ограниченном количестве встречаются мелкие зернышки кварца или плагиоклаза и единичные чешуйки серицита. На Маднеульском месторождении встречается разновидность аргиллитов, в состав которых входит пирофиллит.

Гидротермальные процессы, приведшие к образованию жильных минеральных новообразований, наложены на аргиллизированные породы, подвергшиеся предварительно брекчированию, вслед за которым произошло окварцование (окварцованный аргиллит), алунитизация (в участках медносульфидного оруденения), баритизация (в участках развития свинцово-цинкового оруденения). В окварцованных аргиллитах выделение кварца часто сопровождается формированием сульфидного оруденения (рис. 30). В результате выщелачивания пирита аргиллизированные породы часто оказываются пористыми.

Аргиллиты и аргиллизированные породы пересекаются на различных глубинных уровнях, нередко в непосредственном контакте с оруденением (рис. 30), но, несмотря на это, они сохраняют структуру материнских пород, а это значит, что наложенные метасоматические процессы в аргиллитах протекали недостаточно интенсивно.

В пределах исследуемых месторождений по минеральным парагенезисам выделяются кварц-каолинит-глауконит-хлоритовые, кварц-глауконит-каолинитовые, кварц-каолинитовые и кварц-гидрослюдистые фации аргиллитов. При этом, как это видно из таблицы, первая разновидность, видимо, образовалась при инертности таких компонентов, как: SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO; в последующих фациях число инертных компонентов умень-

шилось на один. Кварц-гидрослюдистые и кварц-серицитовые фации аргиллитов представляют наиболее глубинные субфации и образованы при инертности Al_2O_3 и высоком химическом потенциале $(K, Na)_2O$.

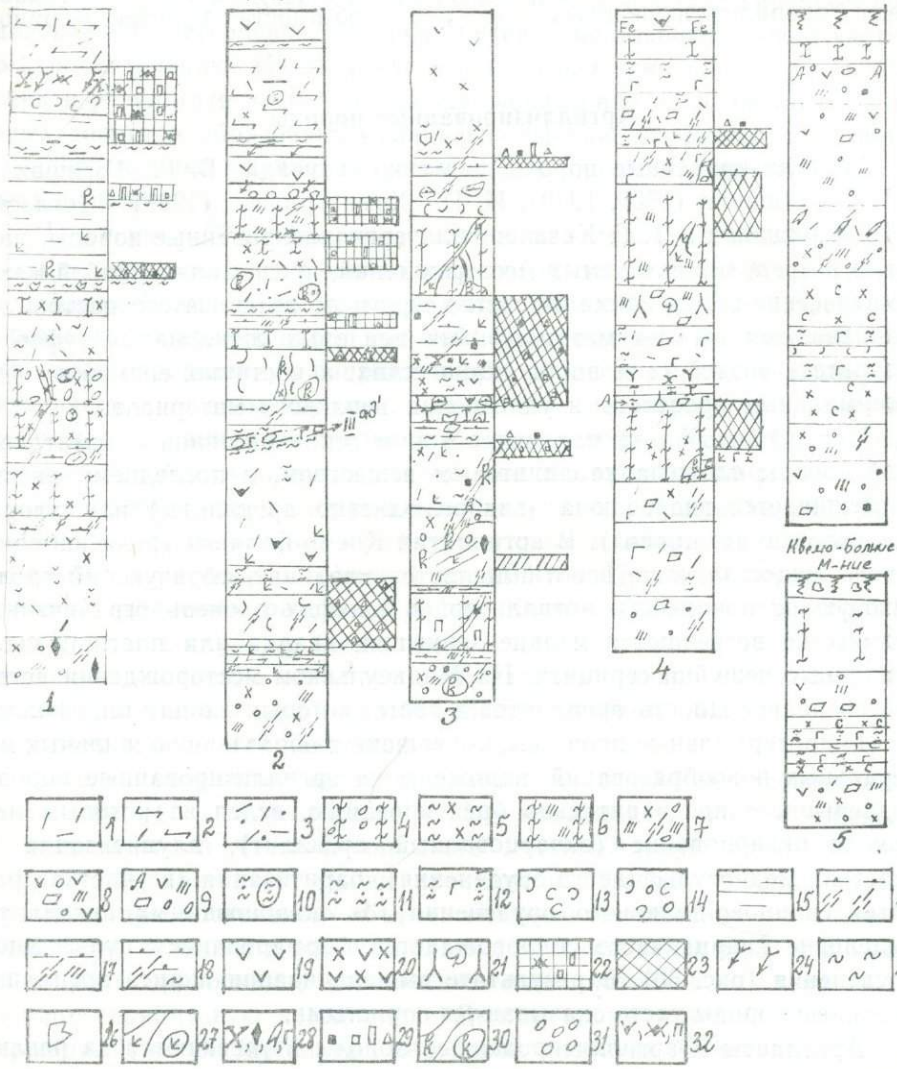


Рис. 30. Литолого-метасоматические колонки из разных участков месторождений Маднеули, Квемо-Болниси, Цителсопели. 1 — западный участок Маднеульского месторождения; 2 — северо-западный участок Маднеульского месторождения; 3 — восточный участок Маднеульского месторождения (площади развития медносульфидных руд); 4 — центральный участок Квемо-Болнисского месторождения; 5 — по Т. Гогишвили, 1967 (Цителсопели, Квемо-Болниси).

Общие условные обозначения: 1 — туфы; 2 — туфы кварцевых альбитофиров; 3 — туффиты и туфопесчаники; 4 — аргиллиты пористые; 5 — аргиллиты окварцованные; 6 — аргиллиты хлоритовые, 7 — кварц-хлорит-серицитовые гидротермалиты; 8 — альбит-хлорит-карбонат-пиритовые гидротермалиты; 9 — альбит-хлорит-карбонат-пиритовые гидротермалиты с адуляром; 10 — каолинизация и каолинит в порах; 11 — каолинитовые гидротермалиты; 12 — каолинито-гидрослюдистые гидротермалиты; 13 — моно-

В результате проведенных нами исследований и согласно работе И. П. Хомасуридзе (1968), в пределах Маднеульского месторождения низкотемпературный (100—220°) процесс аргиллизации накладывается на предшествующий процесс пропилитизации. Упомянутые гидротермально измененные породы образованы при околожильном и околотрещинном выщелачивании; вторичный кварц может возникать во внутренних зонах ореолов пропилитизации и аргиллизации, но на Маднеульском месторождении переходные зоны от вторичных кварцитов к аргиллитам включают минеральные парагенезисы, типичные для аргиллитов. Видимо, вторичные кварциты Маднеульского месторождения образовались в результате длительной циркуляции гидротермальных растворов, в том числе и вдоль трещин, возникших в процессе минерализации. Формирование жильных минералов завершает их гидротер-

Таблица 8

Химический состав некоторых аргиллизированных пород Болнисского района

Окислы	Кварцево-хлорит-глауконитовый аргиллит*	Окварцованный аргиллит Маднеульского месторождения**		Глинисто-гидрослюдистый аргиллит, по Т. Гогишвили
	вес, %	вес, %	количество в г. 100 см³ породы 2.57	вес, %
SiO_2	55,98	70,94	182,31	68,10
TiO_2	0,67	0,50	1,34	0,46
Al_2O_3	13,88	14,79	38,01	15,8
Fe_2O_3	6,06	2,91	7,48	0,6
MnO	0,42	0,03	0,08	0,06
MgO	8,63	0,84	2,16	1,41
CaO	0,58	0,74	1,90	0,28
K_2O	1,73	2,73	7,02	6,00
Na_2O	сл.	—	—	2,20
P_2O_5	0,18	—	—	0,12
SO_3	9,04	—	—	—
П. п. п.	2,53	4,00	10,28	3,01
H_2O	0,3	0,3	0,77	1,02
Сумма	100	100	257	100,01

* Мандеульское месторождение, скв. № 84/389, глуб. 262—276.

** По Г. И. Харашвили и Т. Г. Казахашвили, 1964.

*** Цителсопельское месторождение, скв. № 5/64.

кварциты; 14 — монокварциты пористые; 15 — глинистые кварциты; 16 — серицитовые кварциты; 17 — хлорито-серицитовые кварциты; 18 — глинисто-серицитовые кварциты; 19 — альбитофиры; 20 — кварцевые альбитофиры; 21 — диабазовые порфириты; 22 — свинцово-цинковое оруденение; 23 — медносульфидное оруденение; 24 — пропилитизация; 25 — оглинение и глинистые породы; 26 — брекчии тектонические; 27 — алунит в прожилках, алунит в порах; 28 — халцедон, бирюза, гипс, гидрослюда; 29 — пирит, галенит, сфалерит, халькопирит; 30 — прожилки минерализованного кварца, минерализованный кварц в порах; 31 — пористость; 32 — ярозит, барит, пирофиллит.

мальный процесс и «отвечает условиям максимального возрастания щелочности растворов».

Вторичные кварциты

Из разнообразных гидротермалитов в продуктивной толще, вмещающей медные и свинцово-цинковые месторождения Болнисского рудного района, сравнительно широкое распространение приобрели вторичные кварциты. Макроскопически среди них удается различать вторичные кварциты желтовато-белого цвета с глинистым цементом, пространственно тяготеющие к приповерхностным частям месторождений и серицит-хлорит-каолинитовые кварциты светло-серого цвета, залегающие на более глубоком уровне, иногда непосредственно под белесоватыми кварцитами.

Желтовато-белые кварциты под микроскопом в основном слагаются мелкозернистым кварцем с включениями в межзерновых пространствах слабо просвечивающегося глинистого вещества, в виде вкрапленности встречается пирит. На участках, где резко повышается количество кварца и снижается масса связующего глинистого вещества, эти породы превращены в монокварциты. По разрезам Маднеульского и Цителсопельского месторождений нами выделены участки монокварцитов. В этих разновидностях кварцитов иногда наблюдаются прожилки и гнезда с крупнозернистым кварцем и другими синрудными минералами, связанными с медной и свинцово-цинковой стадиями рудоотложения.

Вследствие выщелачивания в породе образуются поры, заполненные продуктами последующего гидротермального процесса — горный хрусталь, опал и др. Кроме того, местами эти кварциты подвергнуты гипергенной каолинизации, лимонитизации и ярозитизации.

Изучение текстурно-структурных особенностей второчных кварцитов желтовато-белого цвета, а также сохранившиеся в них реликты первичных пород позволило нам прийти к заключению, что эти породы образовались преимущественно путем замещения крупнообломочных туфобрекчий и эксплозивных брекчий. Эксплозивные брекчии, видимо, связаны с формированием магматических тел кварц-порфиритового и кварц-диоритового состава.

Светло-серые кварциты на Маднеульском месторождении образуют сравнительно мощные и выдержанные тела, представляющие, большей частью, непосредственное продолжение первой разновидности кварцитов на глубину. Здесь среди них выделяются фации: серицитовые кварциты, хлорит-серицитовые кварциты, алунит-каолинитовые кварциты.

На месторождениях Квемо-Болнисского рудного поля выделяются и являются достаточно распространенными кварц-карбонатные, кварцево-слюдистые и каолинитово-гидрослюдистые фации светло-серых кварцитов.

Описываемые породы под микроскопом состоят в основном из мелкозернистого кварца. Кварц призматический образован замещением преимущественно плагиоклаза. В межзерновых пространствах хлорит-серицитовых кварцитов развиты серицит и хлорит и редко сингенетичный пирит, пирофиллит, анатаз и рутил. Серицит чешуйчатый, образует тесные срастания с кварцем, а иногда встречается в виде скоплений. Хлорит также чешуйчатый, характеризуется прозрачностью и изотропностью. В кварцево-слюдистой фации светло-серых кварцитов из Цителсопельского и Квемо-Болнисского месторождений встречаются главным образом: кварц, серицит, пирит и андалузит; в роли второстепенных минералов выступают пирофиллит, каолинит (дикит), гипс, ангидрит, карбонаты; редкие и акцессорные минералы представлены флюоритом, хлоритом, а также апатитом и рутилом. В светло-серых кварцитах часто наблюдаются продукты более поздних (рудообразующих и пострудных) гидротермальных процессов: они секутся прожилками скрытокристаллического кварца, который иногда содержит тонкодисперсный гематит и принимает яшмовидный облик. По Ю. И. Назарову (1966), яшмовидный кварц образован после формирования гематитовых железорудных месторождений. В соответствии с зональностью в распределении фаций вторичных кварцитов, намеченной Н. И. Наковником, тонкодисперсный гематит (I генерация) мог образоваться в процессе формирования самых кварцитов. Нами, со своей стороны, в медных рудах Маднеульского месторождения обнаружены прожилки симметрично-полосчатого строения, по которым полосы со скрытокристаллическим кварцем и крупнопластинчатым чешуйчатым гематитом (II генерация) сменяются полосой, сложенной пирит-халькопиритовой минеральной ассоциацией. При этом на отдельных участках наблюдается брекчирование и цементирование пирит-халькопиритовой ассоциацией минеральных выделений гематита, что указывает на более молодой возраст сульфидного оруденения. В описываемых породах очень часто наблюдается реликтовая структура крупнообломочных туфов. Следовательно, светло-серые кварциты образовались путем замещения крупнообломочных туфов. Данные химанализов по фациям вторичных кварцитов из разных участков (табл. 9) показали, что вторичные кварциты в пределах медных и свинцово-цинковых месторождений Маднеульско-Поладаурской рудной зоны характеризуются низким содержанием кальция, магния, натрия и калия (за исключением серицитовых кварцитов), повышенным содержанием серы, особенно в участках наложения продуктов, связанных с рудообразующими процессами. Обработка данных химанализов с учетом выноса и привноса вещества позволило прийти к заключению, что первая разновидность вторичных кварцитов образовалась путем привноса SiO_2 и частично Al_2O_3, а в образовании серицитовых кварцитов наряду с кварцем приносился и K_2O, вероятно частично высвобождавшийся на месте в связи с разложением полевых шпатов.

Наблюдаемые парагенетические ассоциации минералов говорят о том, что светло-серые кварциты образовались в температурном интервале 100—300°. При этом максимальная температура сопровождала соответственно формированию андалузитсодержащих кварцитов, установленных на Цителсопельском месторождении.

Форма залегания вторичных кварцитов преимущественно линзообразная, редко встречаются также пластообразные тела и наклонные жилы.

Первая разновидность вторичных кварцитов в пределах Маднеульского и Цителсопельского рудного поля занимает соответственно площади 0,3 и 3 км², при мощности 200—300 м. На Квемо-Болнисском месторождении они имеют ограниченное распространение и незначи-

Таблица 9

Химические анализы вторичных кварцитов

№ образцов	Глинистые кварциты		Каолинит-алунит-хлорит-серицитовые кварциты						Монокварциты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Компоненты	Маднеули, карьер	Квемо-Болниси	Кварцево-слюдистая порода (по Бачалдину). Цителсопели	Хлоритовые кварциты. Маднеули, скв. 22/265	Глинисто-хлоритовый кварцит. Маднеули, скв. 22/265	Кварцит алунит-серицитовый, по Г. И. Харашвили (1964). Маднеули, обр. 214	Слюдисто-кварцевая порода. Квемо-Болниси, скв. 93	Глинисто-кварцевая порода. Квемо-Болниси, скв. 159	Карьер, уступ z=1098. Маднеули,	(по Бачалдину, 1966). Цителсопели	Квемо-Болниси, скв. 103, обр. 45, глуб. 30 м
SiO_2	83,5		85,12	82,4	87,0	81,84	76,58	82,0	95,73	97,04	94,16
TiO_2	0,4		0,29	0,17	0,13	0,09	0,2	0,2	0,13	0,43	нет
Al_2O_3	6,0		10,15	3,55	1,99	8,17	5,5	4,8	1,5	1,04	0,32
Fe_2O_3	2,15		0,23	4,19	3,14	1,10	4,93	3,14	0,63	0,33	0,51
FeO	1,9		0,23	0,34	0,56	0,67	1,54	1,15	0,46	0,33	3,7
CaO	0,47		сл.	0,1	0,16	0,87	1.16	1,54	0,13	сл.	нет
MgO	0,9		0,18	0,2	0,15	0,91	0,99	0,93	нет	0,18	„
MnO	0,03		0,1	нет	нет	—	0,07	0,08	нет	0,21	0,01
K_2O	1,34		2,6	0,96	2,6	1,15	1,44	2,4	0,14	0,18	0,25
Na_2O	0,14		0,15	0,05	0,22	0,15	0,11	0,11	0,11	0,15	0,15
P_2O_5	след.		0,05	0,05	0,05	—	0,05	0,06	сл.	0,02	0,04
SO_3	0,35		не оп.	8,5	4,08	1,62	7,62	1,5	сл.	не оп.	нет
H_2O	0,2		не оп.	0,4	0,54	0,45	0,19	0,22	0,05	не оп.	0,16
П. п. п.	2,4		1,6	не оп.	не оп.	2,98	не оп.	не оп.	не оп.	0,6	0,2
Сумма	99,78		100,47	100,86	100,42	100.0	100,38	98,33	98,88	100,8	99,94

тельную мощность. Светло-серые кварциты сравнительно мощные и выдержанные тела образуют на Маднеульском и Цителсопельском месторождениях и спорадически встречаются в рудоносной толще Квемо-Болнисского месторождения.

По данным Ю. И. Назарова (1966), окварцованные туфогенные породы (вторичные кварциты) косо пересекают пачки слоев вулканогенно-осадочных пород турон-сантона.

С целью установления структурных закономерностей размещения описываемых кварцитов в пределах изученных месторождений автором производились массовые замеры контактов различных разностей этих пород в горных выработках и на поверхности, а также изучались деформационные структуры, проявленные в этих образованиях с помощью метода трещинной тектоники и микроструктурного анализа.

Полученные результаты статистически обрабатывались на диаграммах (Ткемаладзе, 1974).

Анализируя полученные данные, мы пришли к заключению, что:

1. Обе разновидности вторичных кварцитов являются околотрещинными образованиями, а именно желтовато-белые кварциты, с глинистыми минералами в межзерновых пространствах кварца, образовались в результате циркуляции растворов вдоль разрывных нарушений:

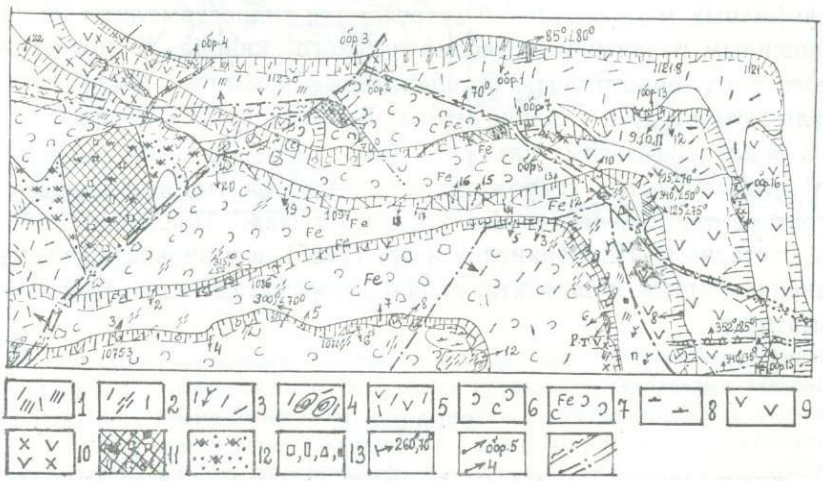


Рис. 31. Геологический план, составленный по уступам действующего карьера Маднеульского месторождения. 1 — туфы хлоритизированные; 2 — туфы серицитизированные; 3 — туфы пропилитизированные; 4 — туфы узорчатые; 5 — туфы альбитофирового состава; 6 — золотоносные желтовато-белые вторичные кварциты; 7 — обохренные золотоносные вторичные кварциты; 8 — светло-серые кварциты; 9 — альбитофиры; 10 — альбитофиры окварцованные; 11 — первичные свинцово-цинковые руды; 12 — окисленные свинцово-цинковые руды; 13 — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит; 14 — азимут падения и угол падения разрывных нарушений, трещин; 15 — место взятия и номер образца для петрографо-минералогических исследований; 16 — разрывные нарушения.

а) аз. пад. 35°, ∠70°, б) аз. пад. 283°, ∠50—70° и аз. пад. 212°, ∠ 48—50°; вторичные кварциты светло-серого цвета ограничиваются разрывами: аз. пад. 200°, ∠50°; аз. пад. 100°, ∠70° и аз. пад. 220°, ∠72° (рис. 31). Согласно анализу трещинной тектоники упомянутые системы нарушений возникли в период складчатости ларамийской фазы (Ткемаладзе, 1972). Именно эти разрывы после их подновления проводили растворы, обусловившие формирование метасоматитов.

2. Светло-серые кварциты представляют собой более глубинные и краевые фации вторичных кварцитов, возникших в результате циркуляции новых порций растворов «разной кислотности» (Наковник, 1947), проникших в зону развития метасоматитов в связи с активизацией тех же разрывов. Замещение составных частей первой разновидности вторичных кварцитов минеральными ассоциациями, слагающими светло-серые кварциты, следуя Наковнику (1977), можно объяснить замещением минералов более ранней фации рассматриваемых образований, минеральными ассоциациями последующих фаций.

В обеих разновидностях вторичных кварцитов встречаются две генерации золота, возникшие в разные стадии минералообразования. Описание их дается в последующей V главе.

Подводя итоги, изложенные в данной главе, заметим, что наряду с часто встречаемыми вышеописанными метасоматитами в разрезах медносульфидных месторождений встречаются гидротермалиты с крайне подчиненным развитием метасоматического кварца. К ним относятся: разного рода серицитолиты (каолинитовые, каолинито-хлоритовые, алунит-глинистые и др.), каолинизированные (обеленные) породы.

В приповерхностных частях и вдоль разрывных нарушений наблюдаются своеобразные гидротермалиты — узорчатые туфы, известные в литературе под названием «Болнисского туфа». Последние образовались, согласно С. Ш. Саркисяну и др. (1965), в результате гипергенного изменения пирита и сидерита, входящих в состав гидротермальных метасоматитов.

ГЛАВА IV

ТЕКТОНИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ НА МАДНЕУЛЬСКОМ И КВЕМО-БОЛНИССКОМ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Изучение складчатых форм в Болнисском рудном районе становится крайне актуальным, так как они имеют важное значение в локализации оруденения.

В пределах Маднеульского рудного поля развиты складки СЗ и СВ простираний, а в пределах Квемо-Болнисского — близширотного

направления, при подчиненном развитии локальных воздыманий СЗ и СВ простираний (рис. 16, 32).

Ранние исследования П. Д. Гамкрелидзе и др. (1965) и дополнительные наблюдения автора показывают, что близширотные складки характеризуются линейностью и непрерывно прослеживаются на протяжении нескольких километров, а порой даже на первые десятки километров, что позволяет отнести их к складкам первого порядка; складки же СЗ простирания отличаются прерывисто-замкнутостью, т. е. являются брахиморфными, в связи с чем В. И. Бачалдин и Г. А. Твалчрелидзе описали их в качестве «вулканических куполов», а П. Д. Гамкрелидзе, В. Р. Надирадзе и др. (1965) рассматривают их в качестве брахиантиклиналей.

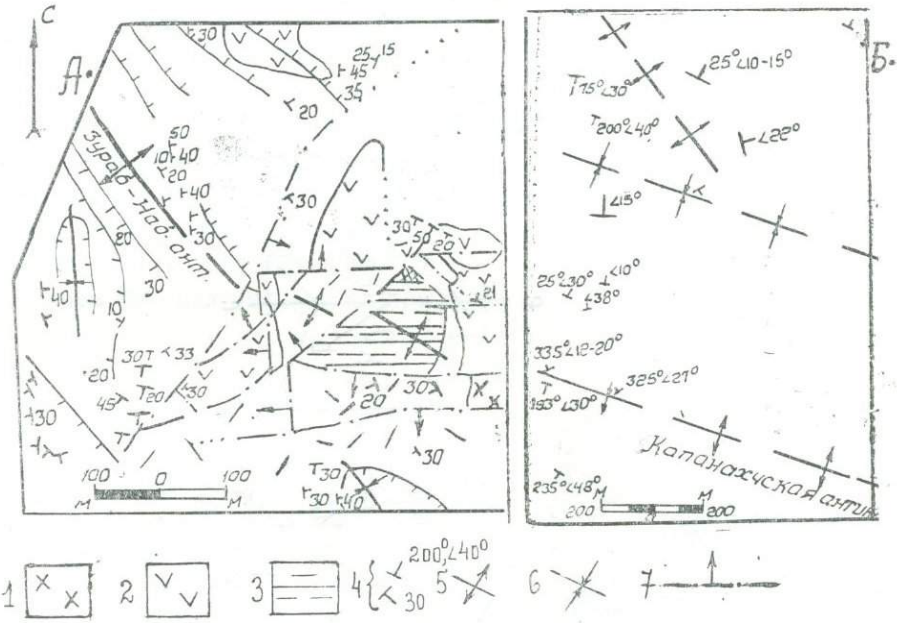


Рис. 32. А — схема проявления складчатых и разрывных тектонических элементов. Маднеульское месторождение; Б — схема проявления складчатых тектонических элементов. Квемо-Болнисское месторождение. 1 — золотоносные вторичные кварциты; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — альбитофиры; 4 — элементы залегания пород; 5 — оси антиклиналей; 6 — оси синклиналей; 7 — разрывные нарушения.

Разрешение данного вопроса, а также объяснение ряда особенностей структур стало возможным в результате проведенного автором изучения трещинной тектоники в пределах рудных полей месторождений и изображения на структурных диаграммах трещиноватости выходов главных плоскостей, осей и осевых поверхностей складок, с выявлением симметрично расположенных к ним разрывных нарушений. При этом ориентировка структурных координат (осей складчатых

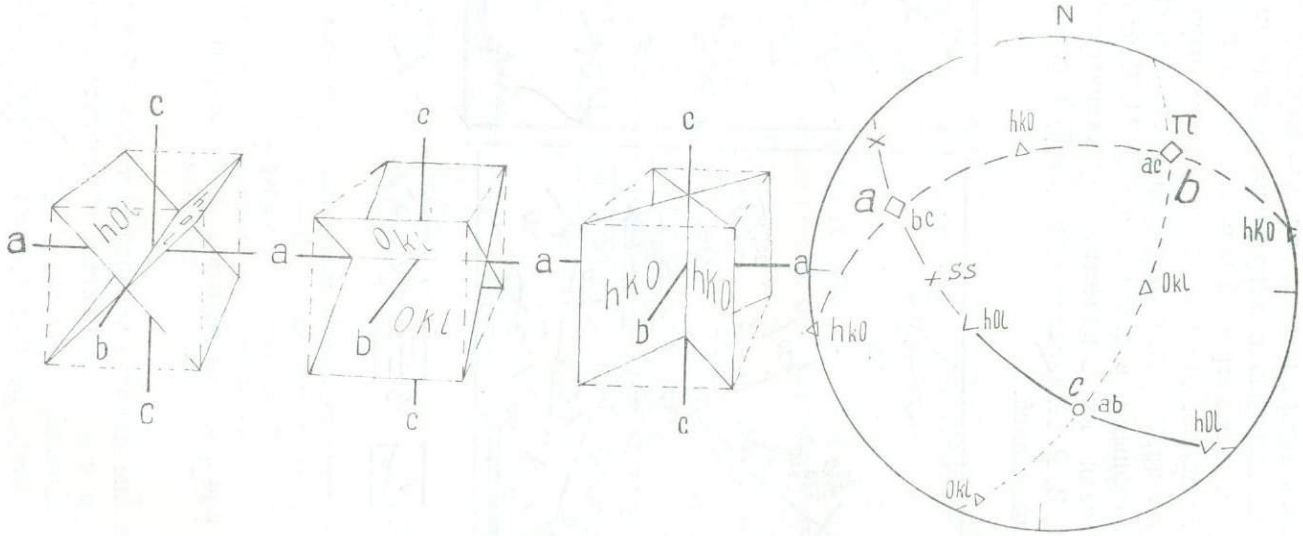


Рис. 33. Ориентировка структурных координат и трещин при образовании складки по р. Адлеру и др. (1965)

деформаций А, Б, С) принята по Адлеру и др. (1965). Ось А совпадает с направлением тектонического транспорта, ось Б перпендикулярна к плоскости деформации и совпадает с осью складки, ось С перпендикулярна к А и Б и находится в месте пересечения осевой поверхности складки и круга П, проходящего по полюсам плоскостей слоистости пород (такое расположение структурных координат в данный момент является самым распространенным и обоснованным в немецкой литературе) (рис. 33).

На диаграмме (рис. 34) изображены вышеупомянутые элементы и максимумы расположения трещин для Зураб-Набакребской антиклинали СЗ простирания, которая является основной складчатой формой в пределах Маднеульского месторождения (диаграмма суммарная, построена по массовым замерам элементов залегания трещин в туфах в обоих крыльях и своде складки). Выход Б и одновременно оси складки представляет собой место пересечения следов средних положений плоскостей слоистости пород в обоих крыльях складки. Ось С находится на круге П в середине между средними положениями плоскостей слоистости, замеренных в обоих крыльях складки.

По выходу оси Б можно считать, что ось данной складки имеет простирание 330° (150°) и погружается на СЗ под углом 5°. По положению оси С складка слегка наклонена на СВ и характеризуется почти одинаковым (в среднем 30°) падением обоих крыльев.

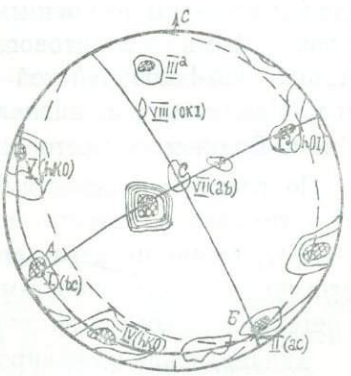


Рис. 34. Суммарная диаграмма ориентировки трещин в туфах Зураб-Набакребской антиклинали с главными элементами складки, ∠3—4—5—8—9∠%.

Путем аналогичных построений для Капанахчской близширотной антиклинали выявляется, что ось складки (выход $Б_1$) имеет простирание 296° (116°) и погружается на СЗ под углом 10°; по местоположению $С_1$ складка наклонена на ЮЗ, т. е. является ассимметричной с более крутым падением (до 48°) южного крыла, по сравнению с северным.

При наблюдении за максимумами расположения трещин (рис. 34) видно, что максимумы I, II и VII совпадают с выходами главных осей А, Б, С, а максимумы I^a, IV, V и VIII—на главных плоскостях, симметрично располагаются по отношению структурных координат.

Исследования поверхностей трещин и их отношения к различным геологическим элементам участков месторождений показывают, что максимум I (вс) соответствует системам трещин скалывания с незначительными перемещениями типа взбросо-сдвигов; трещины максимума II (ас) имеют шероховатую, бугристую поверхность и незначительное прослеживание с изменчивыми элементами залегания. Эти морфологические признаки и их положение на диаграмме указывают, что они представляют собой трещины отрыва. Максимум VII (ав) отвечает системе трещин межпластовых срывов; максимум I^a (h0l)—сколам главным образом с надвиговыми перемещениями и расположением борозд скольжения под острым углом к линии падения в плоскости нарушения; максимум IV (hKO_2)—взбросо-сдвигам; максимум V (hkO_3) — взбросо-сдвигам; максимум VIII фиксируется в единичных случаях.

Главные плоскости Зураб-Набакребской антиклинали одновременно являются, по-видимому, плоскостями главных нормальных напряжений.

Таким образом, вышеприведенное симметричное расположение трещинных структур относительно плоскостей симметрии складок СЗ простирания указывает, что последние образованы в результате внешних сжимающих тектонических усилий и не имеют вулканического происхождения.

Данное соображение подтверждается еще и тем, что указанные складки сложены различными по характеру верхнемеловыми образованиями: туфами от пелитового до крупнообломочного (шт. № 10 и 12, ЮЗ крыло Зураб-Набакребской антиклинали), альбитофирами (СВ крыло Зураб-Набакребской антиклинали), порфиритами и туфобрекчиями (Квемо-Болнисское месторождение).

По главным плоскостям симметрии Квемо-Болнисской близширотной антиклинали развиты ac_1 (отрыв), bc_1 (скол), редко ab_1 и в зоне оси C_1—hKO_1 (сдвиг по характеру перемещения). Эти данные совместно с морфологическими особенностями данной складки исключают возможность ее нетектонического происхождения.

Капанахчская близширотная антиклиналь, а также все аналогичные складки в пределах Маднеульско-Поладаурской подзоны, судя по их морфологическим особенностям и тектоническому положению (они располагаются вдоль выделенного П. Д. Гамкрелидзе (1965) глубинного разлома), возникли под воздействием горизонтальных сил сжатия, связанных, видимо, с движениями блоков фундамента вдоль глубинных разломов.

Исследованиями П. Д. Гамкрелидзе (1965) установлено, что близширотные складки не прослеживаются в среднеэоценовых отложениях и прорываются жильными телами кварцевых альбитофиров и дацитов. Следовательно, эти складки и связанные с ними трещины имеют верх-

немеловой возраст, связываясь с начальными фазами ларамийских движений.

Складки же СЗ простирания слабо отражены в палеогеновых образованиях Тетрицкаро-Асуретской подзоны; связанные с этими складками системы трещинных структур (особенно трещины, соответствующие максимуму V) в пределах Маднеульского месторождения контролируют положение жильных тел верхнемеловых кварцевых альбитофиров, т. е., по-видимому, они связаны с конечными фазами ларамийских орогенических движений, заканчивая свое оформление в досреднеэоценовое время.

Локальные воздымания СВ простирания вытягиваются вдоль сколов, сопряженных со сдвиго-сбросовыми нарушениями с расположением максимума III^a (рис. 34). Как видно из рисунка, данный максимум не подчиняется плану верхнемеловых складчатых структур и в природе разломы с элементами залегания, аналогичными максимуму III^a, пересекают и перемещают верхнемеловые тектонические элементы. Следовательно, возраст локальных воздыманий СВ простирания изучаемых месторождений должен быть послеверхнемеловым.

Из вышеизложенного отнюдь не вытекает, что в районе месторождений отсутствуют вулканические структуры. По предварительным результатам была выделена вулканическая постройка г. Елдаг с концентрическими и радиальными трещинными структурами, имеющими по всей вероятности, вулканическое происхождение. Кроме того, жерловины и прижерловые зоны древних вулканов предполагаются по другим признакам, из которых важнейшим является оконтуривание участков развития шлаковых конусов, лапилли, бомбов, лав с применением магнитных и гравиметрических исследований для установления центров извержений.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И МЕЛКАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Специальное исследование данного вопроса по существующей методике (Вольфсон, Дюков, Кушнарев, Лукин и др., 1960) дает ценный материал в расшифровке тектонических элементов и выявлении последовательности развития геологических событий на изученных территориях. Поэтому многие геологи неоднократно отмечали необходимость проведения подобных исследований в Болнисском рудном районе.

С целью установления закономерностей проявления трещиноватости на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях автором были замерены элементы залегания 2000 трещин в неосложненном горными выработками массиве. Площадки массовых замеров трещин, представляющие по возможности две взаимо перпендикулярные стенки общей длиной до 15 м, выбирались в самых характерных участках проявления главных структурных элементов; складок, разрывных нарушений, с учетом гетерогенности пород, слагающих месторождения по их литологическим особенностям (рис. 16, 32). По каждой площадке в

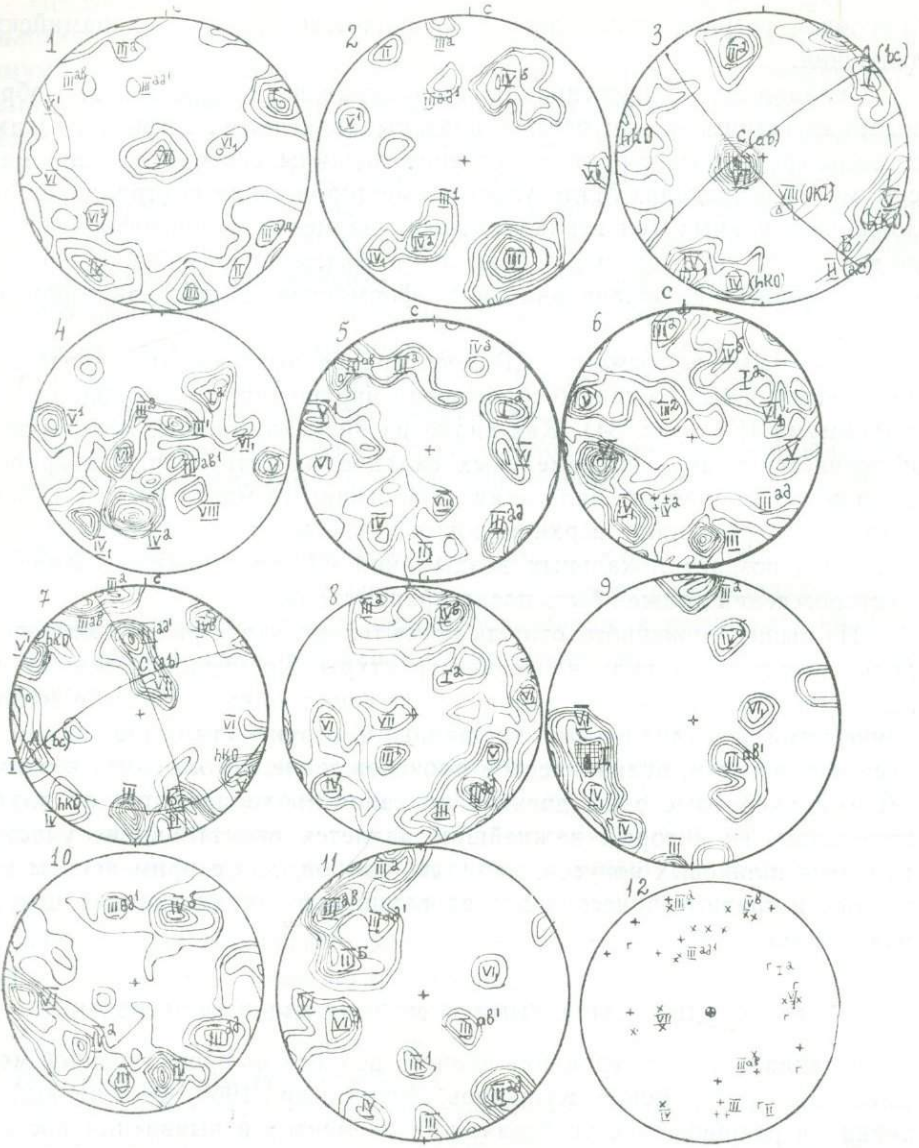


Рис. 35. Диаграммы ориентировки трещин Маднеульского рудного поля. 1 — сводная (в своде Зураб-Набакребской антиклинали), 282 замера, 0,7—1,5—3—4—5—6∠%; 2 — альбитофиры (в СВ крыле Зураб-Набакребской антиклинали), 103 замера, 0,7—1,5—3—5—8—10—15—20∠%; 3 — туфы (ЮЗ крыло Зураб-Набакребской антиклинали), 130 замеров, 0,7—1,5—3—5—8—10—15∠%; 4 — границы светло-серых кварцитов (в выработках шт. № 10 и 11), 50 замеров, 1—2—3—4—5—6—8—10—12—13∠%; 5 — деформация светло-серых кварцитов (в выработках шт. № 10 и 11), 70 замеров, 1—2—4—5—7∠%; 6 — желтовато-белые кварциты (в северной части месторождения); 100 замеров, 05—1—2—3—4—5—6—7—8—9∠%; 7 — альбитофиры (в восточной части месторождения); 70 замеров, 0, 7—1, 5—3—4—6—8—10—15∠%; 8 — кварцевые диориты (в восточной части месторождения), 100 замеров, 0,5—1—2—3—4—5—8—10∠%; 9 — туфы с СЗ контакта нарушения макс. III — аз. пад. 140°, ∠70°, 22 замера, 0,7—1,5—3—5—8—10—15∠%; 10 — Баличские дациты, 0,5—1—2—

среднем произведено 100 замеров трещин. Эти замеры сопровождались наблюдениями над строением этих трещин, выраженном в выяснении: формы поверхности, относительного перемещения прилегающих блоков пород, одновременно учитывалось развитие той или иной минерализа-

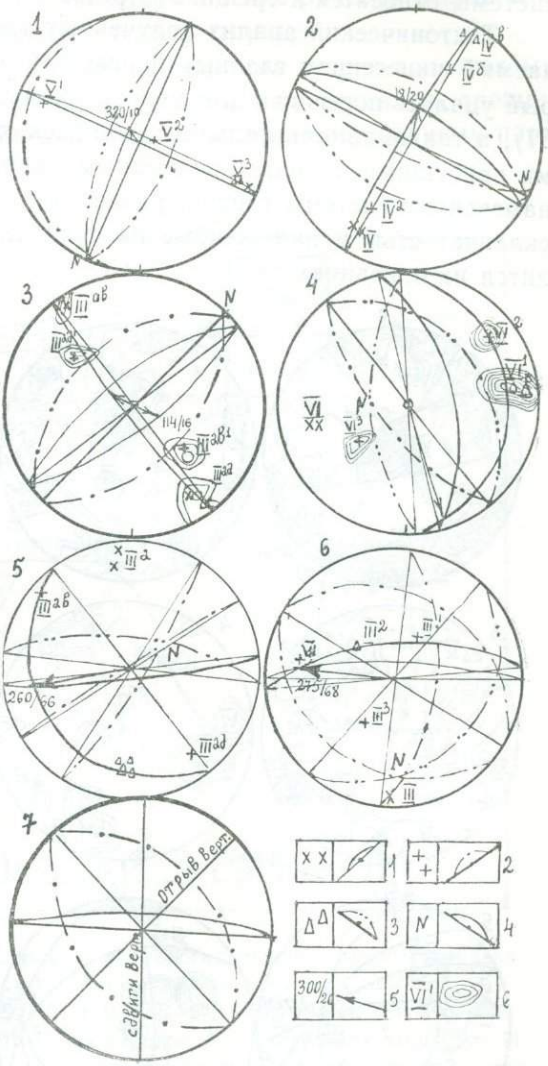


Рис. 36. Диаграммы ориентировки главных нарушений и сопряженных с ними трещин на Маднеульском месторождении. 1[1] — в альбитофирах в контакте дорудного разлома макс. V — аз. пад. 110—130°, ∠60—84° (северная часть месторождения), 2[1] — в туфах вдоль нарушения макс. IV (шт. № 10); 3[1] — в туфах вдоль нарушений макс. III[аВ] (восточная часть месторождения); 4[1] — в туфах вдоль рудоконтролирующего нарушения макс. VI (шт. № 10 и 12); 5[1] — в туфах в контакте южного рудоконтролирующего разлома (макс. III); 6[1] — в альбитофирах в контакте рудоконтролирующего разлома макс. III[а] (восточная часть месторождения); 7[1] — взаиморасположение плоскости чистого сдвига и сопряженных с ними систем трещин по W. Med. Следы полюсов и плоскостей: 1 — главного нарушения; 2 — трещин скола, сопряженных с главным нарушением; 3 — трещин отрыва, сопряженных с главным нарушением; 4 — нормальной плоскости; 5 — линия скольжения с азимутом и зенитным углом; 6 — изолинии плотностей трещин.

щии, наличие признаков влаги, протяженность, т. е. изучение трещин производилось с учетом всех их особенностей.

Полученные данные по элементам залегания трещин статистически обрабатывались на сферической структурной диаграмме В. Шмидта

3—4—5—6∠%; 11 — свинцово-цинковые руды Маднеульского месторождения, 50 замеров, 0,7—1,5—3—4—5—8—10∠%; 12 — диаграмма ориентировки минерализованных трещин—х—медносульфидные прожилки (в шт. № 10 и 12); + — границы и жилы свинцово-цинковых руд (в шт № 5 и 8); г—кварцево-гематитовые прожилки (в шт. № 10 и 11).

(Лукин и др., 1965) с построением трещинных диаграмм в изолиниях плотностей с проекциями точек на верхнюю полусферу. Всего было составлено 25 диаграмм. На диаграммах выявлены трещины 9 основных и 20 дополнительных систем. Судя по прослеженности, все выделенные системы относятся к трещинам третьего и более высоких порядков.

Тектонический анализ полученных трещинных диаграмм сопровождаемый нанесением главных плоскостей эллипсоида деформации, который удалось построить для меловых складчатых сооружений (рис. 35, 37), а также дополнительные наблюдения за тектоническими элементами присущими крупным разрывным нарушениям (рис. 36), позволили намеченные системы трещин разделить на две группы: связанные со складчатостью и наложенные на складчатые сооружения. Ниже приводится их описание.

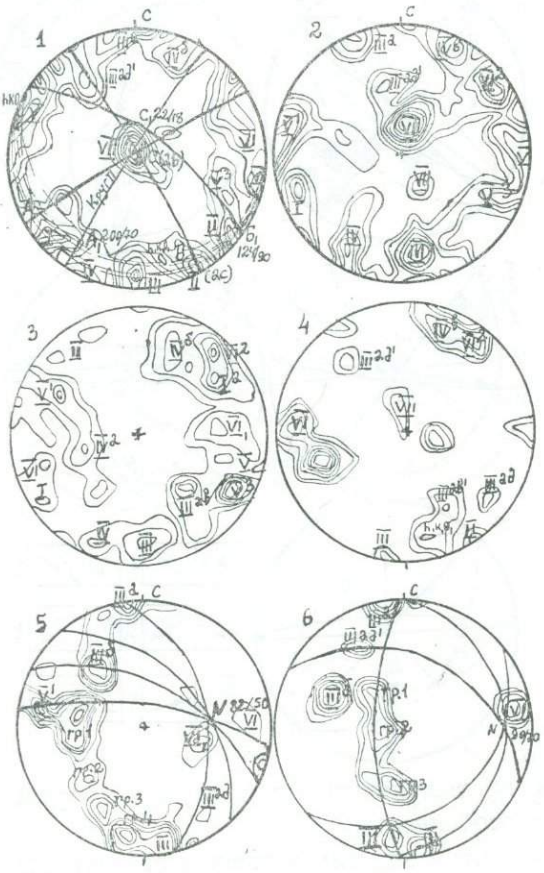


Рис. 37. Диаграммы ориентировки трещин в рудном поле Квемо-Болнисского месторождения. 1 — верхнемеловые туфы в центральной части месторождения, 104 замера, 0,5—1—2—3—4—5—6—8∠%; 2 — окварцованные туфогенные породы (глинистые вторичные кварциты), юго-западнее г. Кара-торпак, в районе скважин № 99, 101а, 88 и др. 0,5—1—2—3—4—5—6—8∠%; 3 — жильные альбитофиры в центральной части месторождения, 115 замеров, 0,7—1,5—3—4—5—8—10∠%; 4 — верхнемеловые туфы в северном контакте Квемо-Болнисского южного рудоконтролирующего разлома мак. III, 102 замера, 0,5—1—2—3—4—5—6∠%; 5 — предверхнеэоценовые роговообманковые дациты на хребте Капанахчи, в южной части месторождения; 115 замеров, 0,7—1,5—3—4—5—8—10∠%, 6 — предверхнеэоценовые роговообманковые дациты на хребте Кара-торпак, 1,5—3—5—10—∠%

Максимум I (вс) соответствует системе трещин, имеющих простирание 320—340°, при падении на ЮЗ и СВ под углами 70—90°. Трещины этой системы характеризуются гладкой поверхностью, прижатостью стенок (закрытостью), некоторой средней протяженностью по простиранию и падению, высокой плотностью; на диаграммах Маднеульского мес-

торождения их плотность варьирует в пределах 3—10% (рис. 35), а на диаграммах Квемо-Болнисского месторождения — от 1,5 до 8% (рис. 37). На 0,5 м породы плотность трещин этой системы составляет 5 штук. По трещинам редко наблюдается тектоническая глинка малой мощности, а еще реже — гематит и кварц. Максимум I геометрически всегда совпадает с выходами оси А меловых складчатых структур.

Исходя из вышеизложенного, данная система генетически увязывается со складкообразовательными процессами и представлена трещинами, отвечающими кливажу осевой плоскости, ориентированному параллельно осям складок.

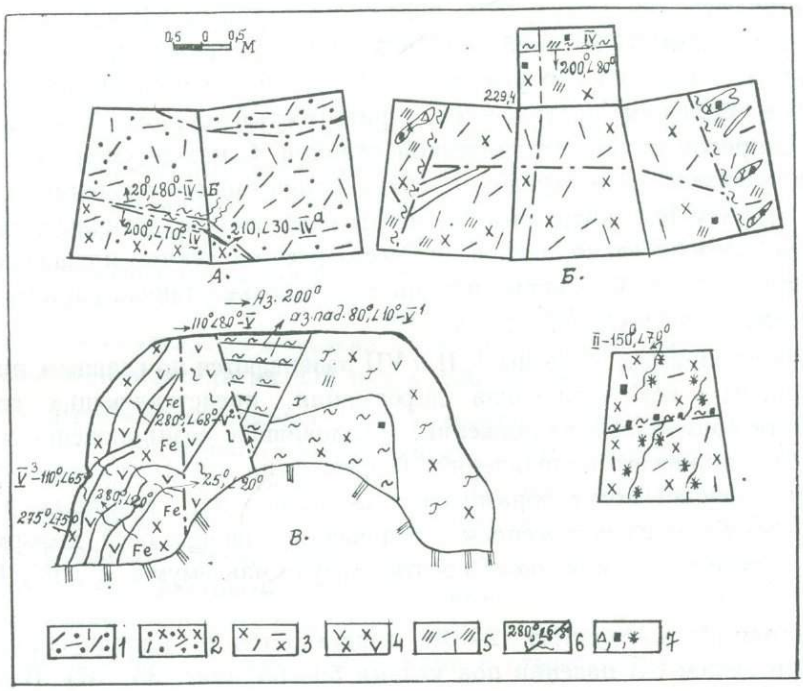


Рис. 38. Характер перемещений и морфология трещин разного порядка, сопряженных со складчатостью (Маднеульское месторождение). А, Б — развертки интервалов 161,6—163,9 и 227—229,4 м, шт. № 10; В — зарисовка борта уступа (Z=1110) на карьере; Г — зарисовка забоя шт. 11 на 53,4 м. 1 — туфопесчаники; 2 — туфопесчаники окварцованные; 3 — туфы окварцованные; 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — туфы хлоритизированные; 6 — разлом с оперяющими трещинами отрыва и скола; 7 — халькопирит, пирит, гематит.

Трещины максимума II обладают ЮВ падением под углами 74—90° и простираются на Маднеульском месторождении по аз. 50—72°, а на Квемо-Болнисском—по аз. 55—64° и 40—46°, т. е. как бы раздваиваются; плотность трещин этой системы на диаграммах варьирует в пределах 14—15%

и 1—5% соответственно для участков Маднеули и Квемо-Болниси. Местами по трещинам максимума II наблюдаются примазки вторичных медных минералов, а иногда кварцевые прожилки с вкрапленностью пирита. Зияние трещин доходит до 10 см, поверхность шероховатая, бугристая; по простиранию они прослеживаются на небольшое расстояние и характеризуются изменчивыми элементами залегания (рис. 38). Эти признаки позволяют отнести их к трещинам отрыва. На диаграммах (рис. 35, 37) максимум II совпадает с выходом оси Б складки, т. е. данная система трещин отрыва генетически связана со складчатостью и располагается перпендикулярно осей складок.

Трещины максимума VII имеют на диаграммах плотность 3—12% и простираются по азимуту 270—295° при падении на СВ и ЮЗ соответственно под углами 6—26° и 35—40°, или же простираются по азимуту 334—360° при ЮЗ падении под углами 15—30°. Данная система трещин характеризуется большим протяжением, притертостью стенок (закрытостью), редко сопровождается тектонической глинкой. С максимумом VII совпадает или находится в середине между крайними его значениями выход оси С структурных координат. Элементы залегания аналогичны слоистости пород и, следовательно, зависят от места расположения площадок замера в отношении осей складок; в горных выработках данная система местами переходит в секущие разрывы.

Таким образом, системы I, II и VII развиваются по главным плоскостям (ав, вс и ас) эллипсоида деформации, представляющих главные плоскости нормальных напряжений, обусловившие возникновение складок СЗ и близширотного направлений. Теоретически в поле тех же деформационных усилий могут образоваться несколько пар сколовых трещин с закономерным расположением в отношении главных осей деформации. Именно таким системам сколов соответствуют максимумы: I^a, IV, IV_1, V и V_1.

Система I^a плотностью 2—8% простирается в направлении 318—334° при общем СВ падении под углами 50—65° (рис. 35, 37). В горных выработках Маднеульского месторождения (шт. № 10 и 11, восстающие по скважинам №№ 140, 339, 41/270) были зафиксированы разрывные нарушения со сходными элементами залегания, заполненные глинкой трения мощностью 0,2—0,3 м. В такой глинке развитой вдоль упомянутых нарушений порой наблюдались нитеобразные прожилки бирюзы, ковеллина и обломки серых кварцитов, а также надвиговые борозды скольжения.

Максимум I^a всегда находится в плоскости ас, симметрично располагаясь к осям А и С. Вышесказанное позволяет отнести трещины к сколам, сопряженным со складчатостью, по которым происходили преимущественно надвиговые перемещения.

Системы IV и IV_1 плотностью до 15% простираются соответственно в направлении 297—304° и 306—316° и наклонены на ЮЗ под углом 70—85°.

В лежачем и висячем боках разрывных нарушений, образующих макс. IV, зафиксированы (Маднеули, рассечка к скважине 159/394) сопряженные системы трещин отрыва и скола (рис. 38, табл. 10). Из последних система с аз. пад. 210°, ∠50° иногда сопровождается минерализованной тектонической глинкой, а в отдельных случаях сопровождается тончайшими прожилками алунита и бирюзы.

Учитывая соотношения главного разрывного нарушения и оперяющих его трещин скола (рис. 36), следует, что по системе разрывов с максимумом IV движения происходили неоднократно.

По системе IV_1 борозды скольжения ориентированы под углом 20—30° к линии простирания и перемещения в основном представляли собой сдвиги с незначительными сбросовыми перемещениями.

Система V имеет простирание 20—40° и падает на ЮВ, под ∠60—84°. На Маднеульском месторождении нарушения с такими элементами залегания сопровождаются тектонической глинкой мощностью 4 м и вдоль них и по сопряженным системам трещин проявились минеральные ассоциации, указывающие на интенсивный натриевый и кварцевый метасоматоз. По полученной линии скольжения на стереопроекции и наблюдаемому перемещению геологических элементов нарушения с максимумом V представляют собой взбросо-сдвиги. Система V_1 с горизонтальными бороздами скольжения выделена по единичным замерам, имеет простирание 250° при падении на ЮЗ под углом 62° (рис. 37).

На диаграммах максимумы IV и V всегда находятся в плоскости ав и расположены симметрично в отношении осей А и Б, представляющих структурные координаты брахиантиклиналей СЗ простирания (антиклинали Зураб-Набакребская и в районе г. Қара-торпак), т. е. эти системы сопряжены со складчатостью и, развиваясь в зоне оси С, представляют собой сколы со взбросо-сдвиговыми перемещениями.

Аналогичным образом получается, что системы IV_1 и V_1 генетически связаны с близширотными складками и отвечают сдвигам, равитым в зоне оси С.

Наблюдая за поведением максимумов: I, I^a, II, IV, IV_1, V, V_1 и VII, мы приходим к заключению, чио в целом они подчеркивают имевшую, место трехосную деформацию, обусловившую образование складок с осями вытянутыми в близширотном и СЗ направлении и испытывают трансляцию в соответствии с положением эллипсоида деформаций.

Установлено, что наблюдаемые в пределах месторождений складки близширотного и СЗ простираний и, следовательно, сопряженные с их формированием разрывы имеют соответственно верхнемеловой и досреднеэоценовый возраст. При этом первоначально господствовали горизонтальные сжимающие усилия, в результате чего образовались вытянутые близширотные складки и сколы (V_1) со сдвиговыми перемещениями. По мере развития тектонических движений сжимающие усилия обусловили образование брахискладок СЗ простирания и связан-

№ п/п	№ диаграммы	Элементы залегания (аз. пад. и угол пад. в град.) главных нарушений	Место фиксирования главного нарушения	Вмещающие нарушения породы и их возраст	Заполняющая масса и мощность нарушения, м
1	6^1	352, ∠82—мак. III^a	Маднеульское м-ние, уступ Ż=1110	Кератофиры, Cr_2	Минерализованная тектоническая глина, мощн. 2
2	5^1	180, ∠80—мак. III	„	Туфобрекчии, Cr_2	Тектоническая глина голубоватого цвета; 3
3	—	350, ∠80—мак. III^a	Квемо-Болнисское м-ние, северная часть	Роговообманковые дациты, предверхнеэоценовые	—
4	1^1	110, ∠80—мак. V	Маднеульское м-ние, карьер, уступ Ż=1190	На границе туфов и кератофиров, Cr_2	Тектоническая глина; 4
5	—	315, ∠52—мак. III^{ad1}	Маднеульское м-ние, карьер, уступ Ż=1098	Туфы, Cr_2	Перемятая глина с рудной минерализацией
6	2^1	210, ∠70—мак. IV	Маднеульское м-ние, шт. № 10	Контактирует с глинистыми кварцитами, Cr_2	Тектоническая глина; 0,6
7	—	143, ∠75—мак. III^{ad}	Маднеульское м-ние, площадка масс. замеров № 8	Контактирует с рудным блоком	Тектоническая глина; 1,5
8	3^1	320, ∠80—мак. III^{ab}	Маднеульское м-ние, шт. 10, сев. зап. штрек	Туфы, туфобрекчии, Cr_2	„
9	4^1	255, ∠72—мак. VI	Маднеульское м-ние, шт. № 10 и 12	Туфы, Cr_2	Тектоническая глина

Таблица 10

Квемо-Болнисском месторождениях цветных металлов

Сопряженные с главным нарушением системы нарушений									Двугранные углы					Характер перемещения по нарушению
отрыв			первый скол			второй скол								
аз. пад., 0	угол пад., 0	соответ. максим.	аз. пад., 0	угол пад., 0	соответ. максимум	аз. пад., 0	угол пад., 0	соответ. максимум	главное нарушение—отрыв, 0	главное нарушение—первый скол, 0	главное нарушение—второй скол, 0	Азимут линии скольжения, 0	Зенитный угол линии скольжения, 0	
185	65	$III^{аб}$	145	88	$III^{ад}$	310	80	$III^{ав}$	13	27	42	100	66	Сдвиг с правосторонним перемещением
310	30	III^{3}	32	28	III^{1}	275	65	VI	50	32	75	275	68	В предруд. и рудном периодах — сдвиг. В пострудном—сброс
—	—	—	210	35	III^{2}	—	—	—	—	40	—	—	—	Правый сдвиг с незначительным взбросовым составляющим
110	70	V^{3}	80	10	V^{1}	290	68	V^{2}	10	33	32	312	11	Правый взбросо-сдвиг
—	—	—	105	28	$III_1{}^{ад^1}$	355	28	$III_2{}^{ад^1}$	—	30	40	96	44	В предрудном периоде—левый взбросо-сдвиг. В пострудном—правый надвигово-сдвиг
24	80	$IV^{в}$	210	50	$IV^{а}$	24	50	$IV^{б}$	6	0	6	20	20	Первоначально взбросо-сдвиг; в связи с усадкой ядра складок — сбросо-сдвиг
—	—	—	310	50	$III^{ад^1}$	320	80	$III^{ав}$	—	8	0	330	20	Левый взбросо-сдвиг
—	—	—	130	40	$III^{ав^1}$	143	75	$III^{ад}$	—	8	0	150	16	„
85	66	VI^{1}	230	42	VI^{3}	48	70	VI^{2}	8	26	26	176	82	В предрудном периоде—левый сдвиг, в пострудном—сбросо-сдвиг

ных с ними сколов IV и V с надвиговыми и взбросо-сдвиговыми перемещениями.

Принятая последовательность сдвигов и надвигов (взбросов) вполне соответствует схеме Ф. И. Вольфсона (1954), согласно которой надвиги проявляются в конечной стадии складчатости и они моложе сдвигов.

Основными характерными чертами разрывов, сопряженных со складчатостью, являются: 1) постоянное закономерное положение относительно структурных координат (А, Б, С) верхнемеловых складок; 2) наибольшая плотность в меловых образованиях, что позволяет со своей стороны судить о возрасте некоторых жильных пород (дациты) и метасоматитов (оруденение), по ориентировке трещиноватости, возникших независимо от складчатости (рис. 35, 37).

Помимо рассмотренных систем на диаграммах и в натуре выделяются системы трещин: III, III^{а}. Они обладают простиранием 258—272° при вертикальном падении соответственно на ЮВ и СЗ под углами 72—85° и 70—90°. Плотность системы III на диаграммах в пределах 2—20%, а системы III^{а}—2—8%. Эти системы косо ориентированы к осям закартированных складок и резко срезают системы IV и V, сопряженные со складчатостью, т. е. являются наложенными на складчатые сооружения (Ткемаладзе, 1972).

Изучение мелкой трещиноватости вдоль этих нарушений позволило автору выделить на диаграммах дополнительные максимумы, отвечающие системам трещин скола и отрыва, сопряженным с максимумами III и III^{а} (табл. 10).

Путем нанесения на сферические структурные диаграммы элементов залегания главных и оперяющих систем трещин (табл. 10) выяснилось, что вдоль нарушений макс. III и III^{а} перемещения преимущественно выражались в сдвигах с линией скольжения по аз. 270—280° и зенитным углом 66—68° (рис. 36).

Изучение строения поверхностей мелкой трещиноватости для дополнительных систем трещин позволило сопряженные со сдвигами III и III^{а} трещины классифицировать следующим образом: III^{а6} и III^{3} соответствуют трещинам отрыва; макс. VI соответствует сдвигам, развитым почти перпендикулярно главным сдвигам и обладающим своими сопряженными системами трещин (рис. 36); III^{1}, III^{ад}, III^{ав} — надвиги-взбросы, ориентированные в общем под прямым углом к трещинам отрыва и падающие в обе стороны (рис. 36).

В совокупности основные сдвиги III и III^{а} с их дополнительными системами трещин приводят к формированию структуры, близкой к структуре, возникшей в эксперименте Мида (1920) при сдвиге, с той разницей, что линия скольжения сдвигов III и III^{а} имеет незначительную вертикальную (сбросовую) составляющую (рис. 36).

По наблюдениям за острым двугранным углом между основными сдвигами и сопряженными с ними надвиго-взбросами, а также по наблюдениям за геологическими элементами вдоль разрывных нарушений макс. III и III^a приходим к заключению, что висячие бока этих нарушений перемещались к востоку, а лежащие— к западу (рис. 39).

Характерной особенностью разрывных нарушений с максимумами III, III^a и VI со своими дополнительными системами трещин являются:

1) отсутствие связи с планом деформации, существовавшем в процессе складкообразования в меловое время. Во многих случаях нарушения, отвечающие упомянутым максимумам, обрывают и смещают структурные элементы, связанные со складчатостью. Системы рассматриваемых разрывов генетически связаны со следующим этапом деформации, предопределившим предверхнеэоценовые тектонические движения;

2) присутствие рудной минерализации, но в то же время контроль упомянутыми нарушениями медно-барито-полиметаллического оруденения района и их важная роль в качестве рудоподводящих и рудораспределяющих структурных элементов в пределах месторождений (Ткемаладзе, 1972);

3) связь со сквозными разломами и длительное развитие после заложения; они проявлялись в дорудный, рудный и пострудный этапы (Ткемаладзе, 1972);

4) плотность их находится в корреляционной зависимости от хрупкости пород и глубинного уровня развития;

5) пересечение ими всех доверхнеэоценовых геологических образований Болнисской синклинали, представляя наиболее ослабленные тектонические направления, усложняющие проходку горных выработок и разработку месторождений, что должно быть учтено при заложении рабочих уступов на карьере Маднеульского месторождения.

Проведенное статистическое изучение трещиноватости показывает, что разрывные нарушения обеих групп — сопряженные со складчатостью и наложенные на складчатость—характеризуются многоэтапностью развития, что выразилось в разнонаправленном движении вдоль нарушений одной и той же системы (макс. IV, III^{aa1}), а также в заполнении возникших полостей разновозрастной минерализацией. Возобновление движений наблюдается не только в период развития определенного этапа тектонических движений, но и между этапами.

Так, основные сдвиги III и III^a второго этапа унаследуют, правда с некоторым отклонением, направление разрывов первого этапа. Например, система сколов III^{aa}, сопряженная с III^a, развивается вблизи системы II, отвечающей трещинам отрыва, сопряженным со складчатостью. Унаследование более поздними разрывами направлений ранее существовавших нарушений, согласно Л. И. Лукину, И. П. Кушнареву и др. (1965), объясняется механической анизотропностью пород, вызванной существованием более древних разрывов.

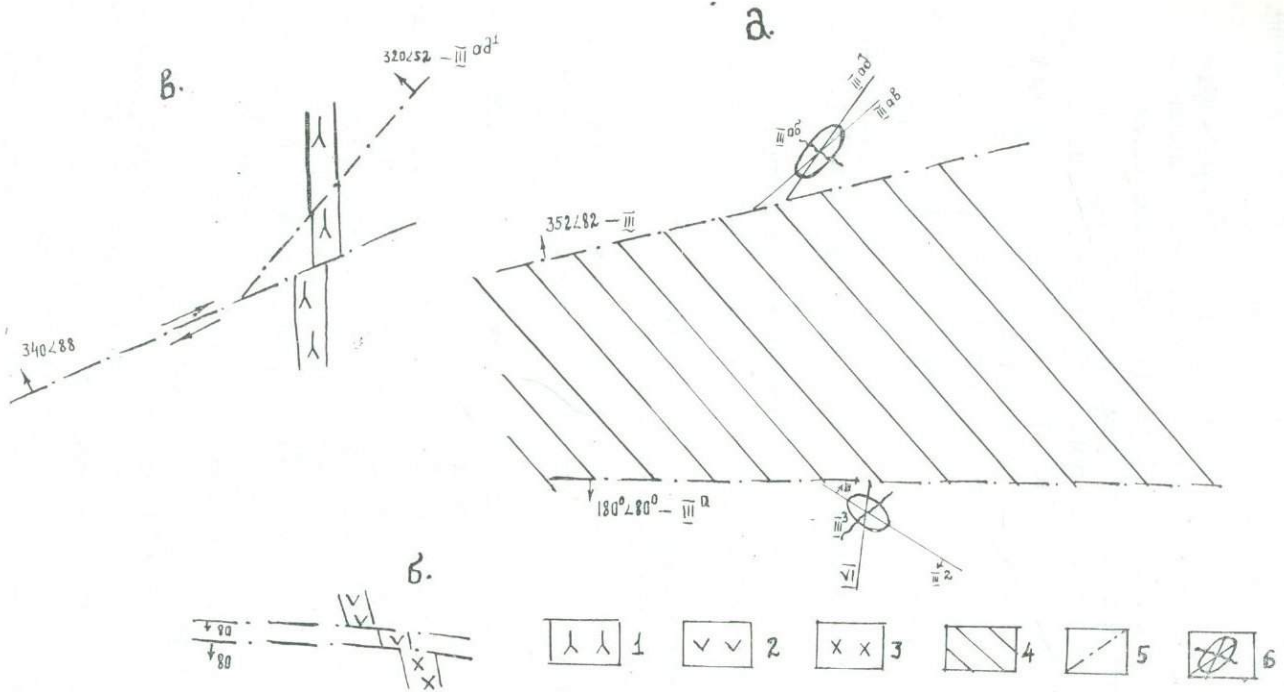


Рис. 39. а) структурная схема северного и южного рудоконтролирующих разломов Маднеульского месторождения (основные сдвиги макс. III и III[a]); б) схема деформации и перемещения близширотным сдвигом (макс. III) альбитофиров в юго-восточной части Маднеульского месторождения; в) схема деформации и перемещения дацитовой дайки широтным сдвигом макс. III (Квемо-Болнисское месторождение). 1 — дациты; 2 — альбитофиры; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — оруденелый блок; 5 — разрывные нарушения; 6 — эллипсоид деформации.

Таким образом, основным результатом изучения трещинной тектоники является:

1. Воссоздание истории трещинообразования и установление места рудного процесса в ней.

2. Разработка классификации трещин и более крупных разрывных нарушений (табл. 10).

3. Выявление системы близширотных сдвигов с оперяющимися боковыми трещинами, усложняющими разработку месторождений, что должно быть учтено при подборе наиболее оптимальных вариантов отработки Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений.

ФИЗИКО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В 1962—1972 гг. и в 1979 г. автор проводил комплексное изучение физико-технологических свойств руд и вмещающих пород, обнажающихся в районе Маднеульского, Квемо-Болнисского и Цителсопельского месторождений. Результаты более ранних исследований автора (Ткемаладзе, 1972, 1972_2) использовались в процессе проведения геологоразведочных работ и были учтены в первом техническом рабочем проекте эксплуатации Маднеульского месторождения. На основании результатов исследований 1979 г. рассчитаны и предложены новые углы наклона бортов Маднеульского карьера, а также уточнены ряд горно-геологических факторов (рис. 40), которые использованы в технико-экономическом обосновании развития Маднеульского ГОКа, составленном Государственным проектным институтом «Кавказгипроцветмет».

На Маднеульском месторождении для каждой разновидности горных пород составлен паспорт физико-технологических свойств, включающий: микроскопическое описание, химизм, возраст, месторождение и экспериментальные данные по их физико-механическим свойствам.

Всего в районе Маднеульского месторождения выделяются 45 разновидностей пород, которые характеризуются контрастностью и изменчивостью физико-механических параметров. Контрастность и изменчивость физико-механических свойств пород обусловлены как их первичной неоднородностью в вертикальных разрезах и в латеральном направлении, так и неодинаковой их тектонической нарушенностью и последующими изменениями.

Данные по физико-механическим свойствам для основной группы пород Маднеульского месторождения, приведены в таблицах 11,12. Породы, слагающие район месторождения, заметно различаются по плотностным свойствам и, в первую очередь, по эффективной пористости. Наибольшей пористостью характеризуются туфы кварцевых альбитофиров, для которых $П_{эф}$ колеблется в пределах 3,79—7,69% и в среднем составляет 5,7%. При этом минимальные значения пористости соответствуют мелкообломочным туфам кварцевых альбитофиров, а макси-

Таблица 11

Физические свойства горных пород на северном контуре Маднеульского месторождения

№ породы при эксперименте	Наименование породы	Место взятия, № скв.	Интервал глубин, м	$\sigma_{сж}/\sigma_{р}$	Побщ/Пэфф	τ_0/φ	Vp/Vs	E/μ	γ/γсж	W%	ε
25	Туф альбитофира лимонитизированный по трещинам	25	22—28	—/66	3,95/2,0	180/36	3,14/1,49	1,46/0,35	2,56/2,55	0,35	2,66
19	Туф кварцевого альбитофира кристаллокластический с гидроокислами железа, каолинизированный, среднеобломочный	3	5—20	673/—	6,31/4,0	120/35	3,4/1,6	1,64/0,35	2,48/2,45	0,69	2,64
22	Туф кварцевого альбитофира пелитовый, каолинизированный	3	124—136	755/76,8	7,09/6,05	90/36	3,16/1,56	1,63/0,33	2,46/2,43	0,80	2,61
44	Туф кварцевого альбитофира крупнообломочный	26	190—222	1586/72	7,17/6,16	220/35	—	—	2,67/2,65	0,38	2,86
31	Туф кварцевого альбитофира	4	50—64	—/51	8,35/7,69	120/35	2,89/1,45	1,35/0,33	2,43/2,42	0,7	2,64
31	Туф кварцевого альбитофира окварцованный	4	69—82	943/60	6,51/5,51	170/38	3,52/1,7	1,9/0,34	2,46/2,44	0,53	2,61
11	Туф кварцевого альбитофира пелитизированный с пиритизацией	6	94—112	493/60	4,72/2,41	130/34	—	—	2,55/2,53	0,59	2,65
42	Туф мелкообломочный, частично каолинизированный, окварцованный	4	98—110	1461/—	3,89/2,23	175/33	—	—	2,62/2,59	0,83	2,70
39	Туф пелитовый гидрослюдизированный	3	88—111	1229/99	8,71/6,0	250/35	3,21/1,56	1,62/0,34	2,49/2,47	0,74	2,69
22	Туф псаммитовый оглинившийся, пористый, слегка окварцованный. Наблюдаются рудные и околорудные минералы	21	100—112	762/—	15,85/12,58	—	3,26/1,71	1,76/0,31	2,37/2,36	0,18	2,81
	Туфобрекчия крупноблочная с пиритизацией	5	81—91	422/28	3,85/2,06	—	3,26/1,71	1,93/0,31	2,64/2,62	0,51	2,72
28	Туфобрекчия с серицитизированной связующей массой	3	44,5—49,5	875/34	5,93/4,01	210/31	4,23/1,94	2,53/0,36	2,47/2,46	0,26	2,61
46	Туфобрекчия кв. альбитофира окварцованная	4	28—38	—	5,93/5,37	290/26	3,65/1,74	2,33/0,35	2,47/2,46	0,34	2,61
34	Альбитофир	3	25—34	978/—	4,7/2,63	180/35	3,56/1,74	1,94/0,34	2,45/2,43	0,70	4,70
	Кварцевый альбитофир местами с кристалл. основной массой, оглинившийся	3	63—72,5	454/34	7,5/5,44	110/38	3,5/1,65	1,9/0,35	2,47/2,44	0,43	7,50
20	Туффит мелкообломочный с рассеянной вкрапленностью пирита	4	138—150	676/62	8,7/6,0	280/30	3,78/1,81	2,07/0,34	2,62/2,60	0,56	3,35
47	Руда в брекчиевидных вторичных кварцитах светло-серого цвета	26	90—157	—	2,42/2,13	—	2,93/1,42	1,3/0,4	2,84/2,82	0,36	2,88

мальные—сравнительно неизменным крупнообломочным туфам. Сравнительно высокой общей и эффективной пористостью характеризуются также туфобрекчии и слабоизмененные крупнообломочные туфы альбитофиров. Хлоритизация и окварцевание мелкозернистым кварцем, связанные с пропилитизацией, снижают пористость в туфах; пористость уменьшается также при пелитизации и гидрослюдизации. Так, эффективная пористость пелитизированных туфов кварцевых альбитофи-

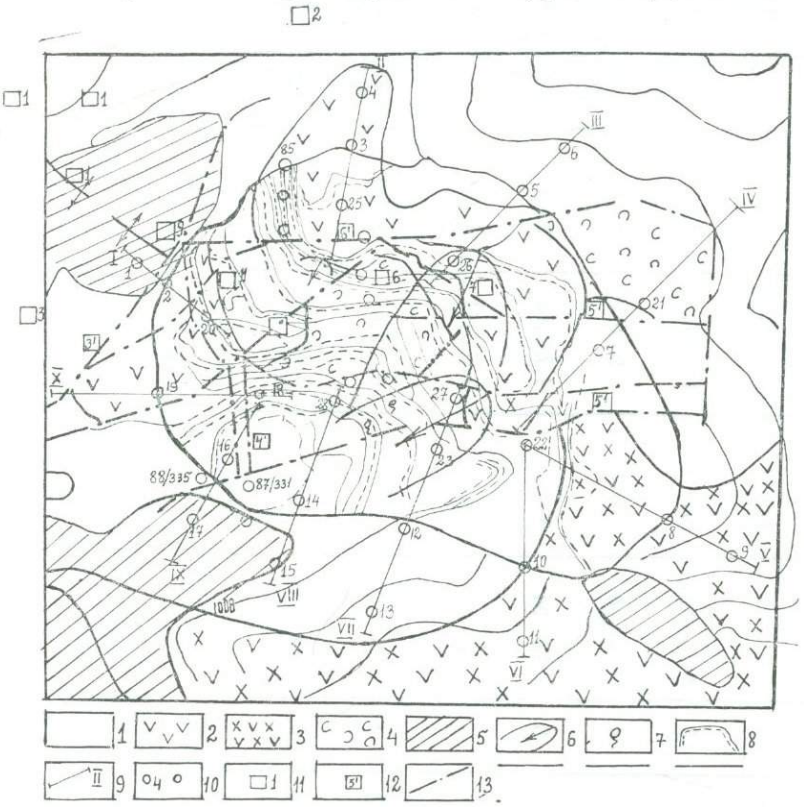


Рис. 40. Схематическая инженерно-геологическая карта Маднеульского месторождения. 1 — туфы и туфобрекчии; 2 — альбитофиры; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — вторичные кварциты; 5 — рудничные отвалы; 6 — оползни; 7 — родники; 8 — внешние траншеи и внутрикарьерные съезды; 9 — пикеты (скважины), по которым автором проводились исследования физико-технологических свойств пород, используемые различными организациями; 10 — линии инженерно-геологических разрезов, изученных по рекомендациям «Унипромедь»; 11 — площадки массовых замеров ориентировки трещин Маднеульского рудного поля (часть не попадает); 12 — площадки массовых замеров ориентировки трещин сопряженных с главными нарушениями (часть не попадает); 13 — главные разрывные нарушения.

ров доходит до 2,41%; лимонитизированные, гидрослюдизированные и оглинившиеся разновидности средне-, мелкообломочных туфов кислого состава имеют эффективную пористость в пределах 2—3,38%. В окварцованной разновидности туфа диабазовых порфиритов эффективная пористость составляет 4,38%.

По туффитам имеются единичные определения. Аргиллиты характеризуются низкой общей (5,02%) и эффективной пористостью. Дайки основного и среднего состава обладают наименьшей эффективной (2,2%) и общей пористостью (3,09%). Остатки лав кварцевых альбитофиров также имеют низкую эффективную пористость (2,60%). Породы внутри контуров оруденелых блоков Маднеульского и Цителсопельского месторождений характеризуются повышенной общей пористостью (табл. 12).

На Маднеульском месторождении в замковой части Зураб-Набакребской антиклинали СЗ простирания во вторичных брекчиевидных кварцитах и окварцованных туфах наряду с высокими значениями модуля упругости проявляется высокая пористость, т. е. пористость зависит от геологических условий — в замковой части складки, видимо, интенсивнее проявились растягивающие условия и образовались трещины. Хотя по Ю. А. Розанову (1968), данное явление может быть связано с отложением более позднего кварца, повышающего упругость и пористость упомянутых пород.

На Квемо-Болнисском месторождении наименьшей эффективной пористостью (0,2—3,2%) характеризуются милониты, остатки лав и дайки авгитовых и диабазовых порфиритов; дайки роговообманковых дацитов, лакколиты роговообманково-биотитовых дацитов и аргиллизированные породы.

Вмещающие медное и свинцово-цинковое оруденение породы различаются также по значениям коэффициента Пуассона и модуля упругости. На Цителсопельском и Маднеульском месторождениях минимальным коэффициентом Пуассона обладают вторичные кварциты кварц-серицитовой и кварц-серицит-алунитовой фаций, туфы крупнообломочные и среднеобломочные кислого состава, туфобрекчии и туфы кварцевых альбитофиров. Перечисленные породы являются наиболее хрупкими и трещиноватость в них развита интенсивнее (рис. 35) в связи с большой склонностью к деформациям.

Сопоставляя значения пористости и модуля упругости (табл. 13, рис. 41), определенных по образцам отобранных вкрест оруденелого блока Маднеульского месторождения, отметим, что в пределах рудного блока между этими показателями выявляется прямая, а за пределами блока — обратная зависимость. При этом наибольшие значения модуля Юнга имеют вторичные кварциты и окварцованные туфы, которые больше всех склонны к хрупкому разрушению.

Таблица 12

Физические свойства горных пород внутри контуров месторождений цветных металлов (по материалам И. Г. Меликидзе, М. Т. Ткемаладзе)

Наименование пород	Удельный вес / Объемный вес, гс/см³ / гс/см³	Пористость, р %	Прочность кгс/см², при сжатии	Прочность кгс/см², при срезе / растяжении	Коэффициент пластичности, К	Модуль упругости, Е. 10^{-6} кгс/см²	Коэффициент Пуассона, μ
1	2	3	4	5	6	7	8
Редковкрапленная медноколчеданная руда в кварц-хлоритовых породах (Маднеульское месторождение)	2,79	6,13	771	146	—	—	—
Редковкрапленная медносульфидная руда во вторичных кварцитах (Цителсопельское месторожд.)	2,75	7,63	—	244 / 56	1,4	—	—
Барит—полиметаллическая руда (Маднеули)	4,33	1,88	1300	201 / 148	1,85	8,0	0,22
Вторичные кварциты монокварцевой фации (Цителсопели)	2,80 / 2,59	7,48	1971	249 / 153	1,6	2,79	0,19
Вторичные кварциты кварц-серицитовой фации (Цителсопели)	2,78 / 2,52	9,20	901	124 / 54	1,8	2,10	0,14
Вторичные кварциты кварц-каолинитовой фации (Цителсопели)	2,67 / 2,47	10,51	667	80 / 44	2,4	1,8	0,24
Вторичные кварциты кварц-серицит-алунитовой фации (Цителсопели)	2,79 / 2,55	8,60	1099	154 / 78	2,1	2,36	0,11
Туфы окварцованные (Маднеули)	2,68 / 2,19	7,05	1275	160 / —	2,4	2,6	—
Туфы пелитовые (Маднеули)	2,68 / 2,36	12,85	764	146 / 62	2,48	3,2	0,19
Туфы мелкообломочные, огипсованные (Цителсопели)	2,80 / 2,53	8,43	851	145 / 80	2,2	1,20	0,16
Туфы среднеобломочные (Цителсопели)	2,77 / 2,40	13,4	582	115 / 73	2,1	1,63	0,15
Туфобрекчии (Цителсопели)	2,77 / 2,62	5,41	795	150 / 74	2,0	—	—
Туфобрекчии хлоритизированные (Цителсопели)	2,77 / 2,57	7,22	521	84 / 40	2,4	1,16	0,10
Туфы альбитофиров крупнообломочные (Маднеули)	2,74 / 2,41	22,03	770	128 / —	2,65	3,20	0,11
Аргиллиты (Маднеули)	2,69 / 2,58	5,02	1173	—	—	—	—
Кварцевые альбитофиры (Маднеули, Цителсопели)	2,71 / 2,63	6,62	1286	169 / 135	2,3	3,64	0,12

Таблица 13

№ п/п	Кол-во образцов	Наименование выработок Маднеульского месторождения	Интервал по глубине	Наименование вмещающих пород и разновидностей руд	Общая пористость, %	Модуль Юнга $E \cdot 10^{-5}$ кГ/см²
1	5	Скв. 38/284	10—15	Сильно-измененные кварцевые альбитофиры	8,61	1,1
2	5	Скв. 5	0—20	Окварцованные туфы	7,63	2,2
3	5	Скв. 32/278	0—80	Вторичные брекчиевидные кварциты	7,84	2,0
4	5	Скв. 29/287	0—126	Вторичные брекчиевидные кварциты	13,33	3,3
5	5	Скв. 10/262	0—44	Окварцованные туфы	6,32	3,2
6	5	Скв. 87/331	28—55	Аргиллизиты	5,24	1,9

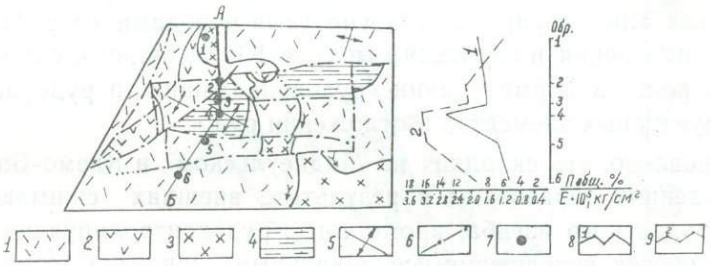


Рис. 41. Изменение общей пористости и модуля ЮНГА вкрест простирания основного медносульфидного рудного блока Маднеульского месторождения. 1 — туфы; 2 — альбитофиры; 3 — кварцевые альбитофиры; 4 — вторичные кварциты; 5 — ось антиклинали; 6 — рудоконтролирующие нарушения; 7 — геологическая позиция образцов; 8 — кривая общей пористости; 9 — кривая модуля Юнга.

Низким коэффициентом Пуассона и высоким модулем упругости характеризуются слабоминерализованные кварцевые альбитофиры, дациты и разные порфириты. Деформирующие напряжения, видимо, не везде превышали прочность этих высокоупругих пород, в связи с чем они на отдельных участках месторождений и рудопроявлений медных и свинцово-цинковых руд экранизируют рудоносные флюиды (Квемо-Болниси, Цителсопели).

Прямые геологические факты и вышеизложенные материалы позволяют сделать вывод, что наблюдаемое экранирование, а иногда обрамление отдельных рудных тел и месторождений в целом высокопрочными породами (кварцевые альбитофиры, порфириты, дациты) в Болнисском районе указывают не на обязательную генетическую взаимосвязь, а на

наличие благоприятной физико-механической обстановки для развития рудолокализующей структуры, благоприятствующей рудоотложение.

Сопоставляя показатели свойств монокварцитов (пористость $P=7{,}48\%$, $E=2{,}79\cdot10^5$ кгс/см^2, пластичность $K=1{,}6$), с данными вторичных кварцитов других фаций, можно заметить, что различные продукты, связанные с метасоматическим замещением, по-разному влияют на физико-механические свойства пород: окварцование повышает упругость и снижает пластичность, при каолинизации наблюдается обратная картина — понижается упругость $E=1{,}8\cdot10^5$ кгс/см^2 и повышается пластичность ($K=2{,}4$). С другой стороны, пластичность является неблагоприятным фактором для развитий трещинных структур и, следовательно, оруденения. При серицитизации несколько повышается пористость ($P=9{,}2\%$).

Структурными исследованиями установлено, что оруденение на рассматриваемых месторождениях контролируются близширотными крутопадающими сдвигами и сопряженными с ними системами трещин. Эти тектонические элементы часто развиты на границе вторичных кварцитов и кварцевых альбитофиров с малоупругими породами (рис. 41). Следовательно, изменения в значениях модуля Юнга, видимо, сыграли определенную роль в формировании рудоподводящих и рудораспределяющих структурных элементов и отложении руд.

Установлено, что складки на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях образованы в результате внешних сжимающих усилий — продольного изгиба; кроме того рудоконтролирующие сдвиги сопровождаются чередующимися локальными зонами сжатия и растяжения (Суворов, 1963). В результате горные породы в пределах изучаемых месторождений неоднократно подвергались скалывающим, сжимающим и растягивающим усилиям и различная реакция горных пород на них (разные показатели прочностных свойств при срезе, скалывании и растяжении) помогают выявить оптимально деформированные и благоприятные для последующего рудоотложения участки.

Самыми высокими значениями прочности при срезе характеризуются мелкообломочные туфы кислого состава (250—290 кгс/см^2) и туффиты (280 кгс/см^2), а также некоторые разновидности туфобрекчий и кварцевых альбитофиров. Самыми низкими показателями прочности при срезе обладает следующая серия пород: выветрелые туфы и псаммитовые каолинизированные туфы кварцах альбитофиров (90 кгс/см^2), а также вторичные кварциты кварц-каолинитовой фации, хлоритизированные туфобрекчии и тектонические глины.

Прочность при срезе дацитов и некоторых разновидностей порфиритов пока не установлены.

Почти на всех участках Маднеульского месторождения между прочностью при срезе (сцеплением) и прочностью при сжатии (крепостью)

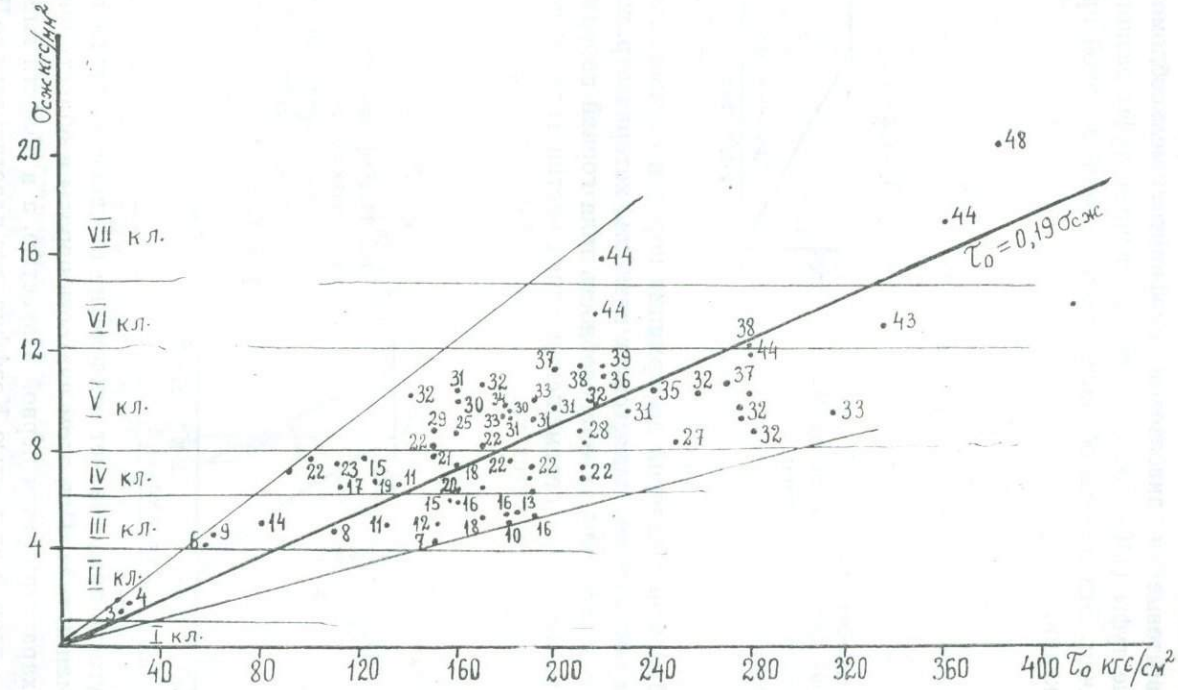


Рис. 42. Корреляция прочности при сжатии σ кгс/мм² и сцепления τ_0 кгс/см² (петрографическое наименование пород по номерам см. в таблице 16)

установлены прямые корреляционные зависимости (рис. 42). Аналитически эта зависимость выражается уравнением $\tau_o = 0{,}19\ \sigma_{сж}$. Расчет показывает, что предел прочности при скалывании в 6—12 раз меньше прочности при сжатии. Из пород, развитых на месторождении, самой высокой прочностью при сжатии обладают кварцевые альбитофиры (до 2300 кгс/см²), дациты, авгитовые и диабазовые порфириты, мелкообломочные окварцованные туфы (1461 кгс/см²), окварцованные туфы разного состава и туфобрекчии. Эти породы обладают также самой высокой прочностью при растяжении.

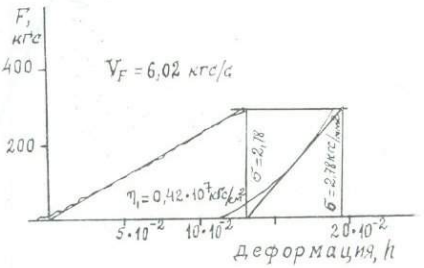


Рис. 43. Определение наибольшей вязкости η_1 кгсс/см² для I группы пород Маднеульского месторождения.

Для объяснения явлений деформации пород и образования трещин важнейшим показателем является их вязкость, которая отражает процесс внутреннего трения, т. е. способность тела горной породы оказывать сопротивление при перемещении одних частиц тела относительно других. Она характеризуется так называемой неупругостью и пластичностью.

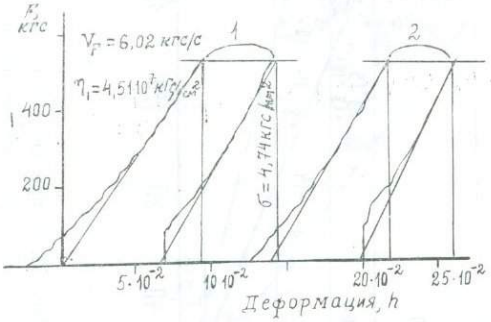


Рис. 44. Туф кварцевого альбитофира окварцованный, псаммитовой структуры. Определение наибольшей вязкости η_1 кгсс/см² (II группа пород Маднеульского месторождения).

Неупругость представляет отклонение от свойств упругости породы при деформации тела. При этом вязкость породы в области упругой деформации характеризуется первой вязкостью, а в области пластического течения — второй вязкостью. Коэффициент пластичности по Шрейнеру, представляющий отношение затрачиваемой на разрушение породы работы к работе сил упругих деформаций, в отдельных случаях неудобен для практического применения, поскольку сильно пластичные породы под штампом не дают хрупкого разрушения и коэффициент пластично-

сти для них условно принимается равным бесконечности. В этих случаях вторая вязкость является незаменимой для установления и сопоставления реологических свойств указанных пород. Мы впервые используем показатель вязкости для решения задач, связанных с долговременной прочностью и образованием тектонических элементов, играющих важную роль при просачивании рудоносных растворов и рудоотложении.

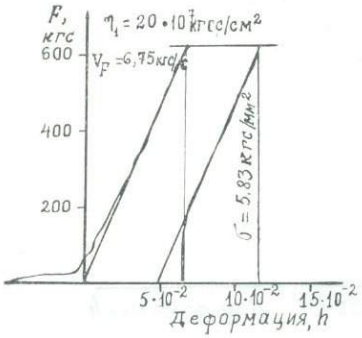


Рис. 45. Диабазовый порфирит мелкозернистый. Определение наибольшей вязкости η_1 кгсс/см² (III группа пород Маднеульского месторождения)

По упомянутой выше методике для серии пород, развитых на Маднеульском месторождении, нами были определены показатели первой и второй вязкости и статический модуль Юнга. Эксперименты проведены при скоростях нагружения V_F=6,02 кгс/с и 9,17кгс/с с автоматической записью кривых нагрузка-деформация. Характерные кривые изображены на рисунках 43—48.

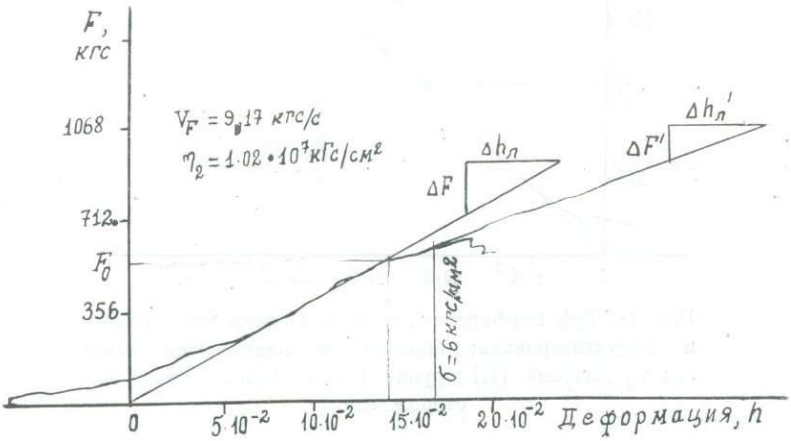


Рис. 46. Туф алевро-пелитовой структуры, каолинизированный, слабо окварцованный, с признаками гидроокислов железа; определение наименьшей вязкости η_2 кгсс/см² (I группа пород Маднеульского месторождения)

Некоторые значения η_1, η_2 и $E_{ст}$, полученные в результате обработки кривых нагрузка-деформация, сведены в таблицу 14. Впоследствии для пород Маднеульского месторождения нами построены графики зави-

симости между η_1, η_2 и эффективной пористостью, а также между статическими и динамическими модулями Юнга (рис. 49, 50, 51).

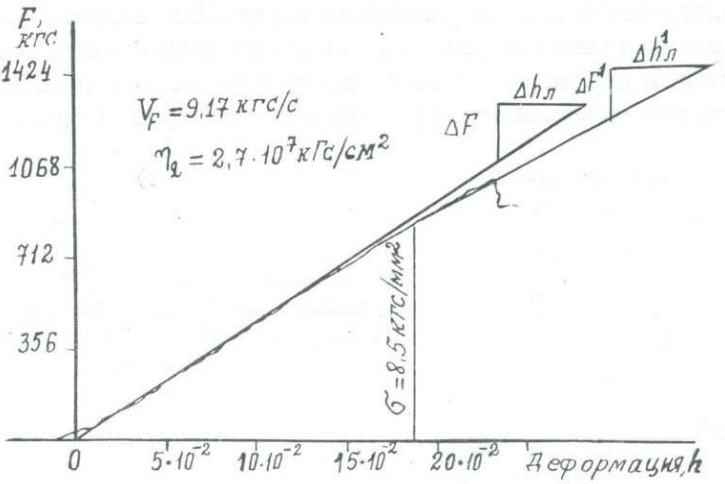


Рис. 47. Туф псаммитовый, окварцованный; определение наименьшей вязкости η_2 кгсс/см² (II группа пород).

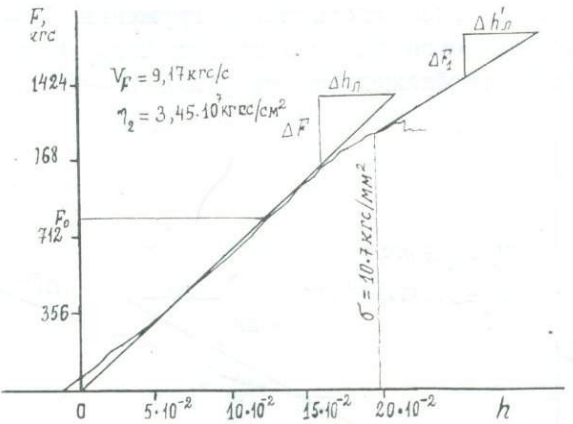


Рис. 48. Туф порфирита плотный. Порода окварцована и хлоритизирована; определение наименьшей вязкости η_2 кгсс/см² (III группа пород Маднеульского месторождения).

Анализ полученных материалов показывает, что по характеру кривых и η_1 породы Маднеульского месторождения можно условно разделить на 3 группы: 1) к первой из них относятся породы со значениями η_1 до $3{,}5 \cdot 10^7$ кгсс/см². К ним относятся: пелитовые туфы, подвергнутые пиритизации и незначительной хлоритизации; туф кварцевого альбитофира псаммитовый, каолинизированный и местами окварцованный; туф алевро-

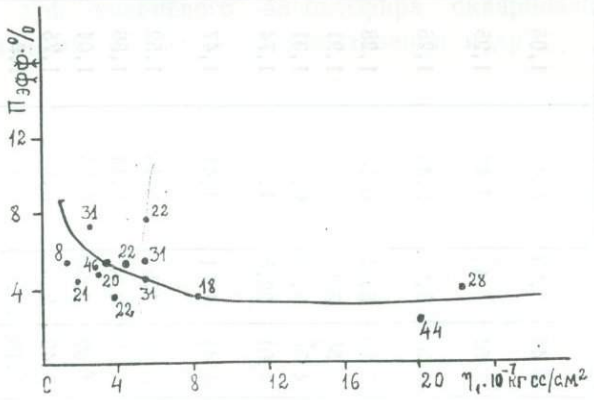


Рис. 49. Корреляция эффективной пористости $П_{эфф}\%$ с наибольшей вязкостью $\eta_1 \cdot 10^{-7}$ кгсс/см²

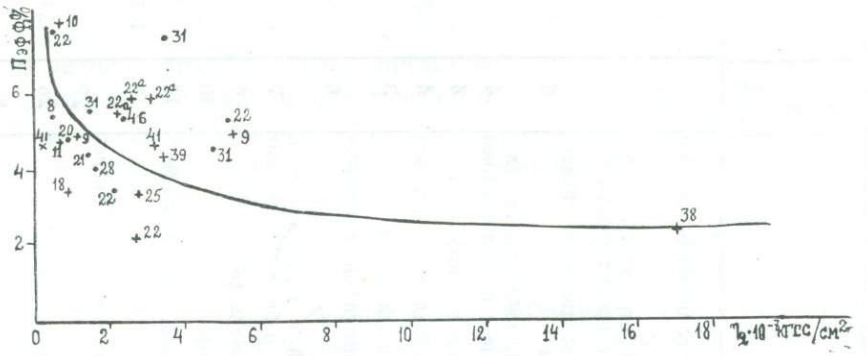


Рис. 50. Корреляция эффективной пористости с наименьшей вязкостью $\eta_2 \cdot 10^{-7}$ кгсс/см²

пелитовой структуры пропилитизированный; окварцованная туфобрекчия кварцевого альбитофира, в которой рудные минералы и кварц служат цементом; 2) вторая группа включает породы, для которых η_1 колеблется в пределах $3{,}5 \cdot 10^7$—$7 \cdot 10^7$ кгсс/см², к ним относятся: пропилитизированные, окварцованные, гидрослюдизированные и слабо оруденелые разновидности псаммитовых туфов кварцевых альбитофиров; туффит мелкообломочный с рассеянной вкрапленностью пирита; кварцевый альбитофир каолинизированный, включающий магматический и мелкозернистый кварц и др.; 3) в третью группу входят породы с незначительным отклонением от вполне упругих; им же присущ крутой наклон кривых нагрузка-деформация и значения η_1 в пределах $7 \cdot 10^7$—$22 \cdot 10^7$ кгсс/см²; к ним относятся: диабаз-порфирит мелкозернистый,

Таблица 14

№ породы при эксперименте	Наименование породы	№ скважины	Интервал	Прочность при сжатии, кгс/см²	Показатель первой вязкости, $\eta_1 \cdot 10^{-7}$ кгсс/см²		Показатель второй вязкости, $\eta_2 \cdot 10^{-7}$ кгсс/см²	Модуль Юнга E. 10^{-5}кгс/см²	
					$П_{эфф}$	ср.	ср.	Ест	Един
8	Кварцевый альбитофир местами с кристаллической основной массой, каолинизированный	3	63—72,5	454	5,44	1,30	0,45	1,06	1,8
31	Туф кварцевого альбитофира псаммитовой структуры, окварцованный. Наблюдается хлорит, связанный с пропилитизацией	4	69—82	943	5,51	5,45	1,45	1,25	1,91
46	Туфобрекчия кварцевого альбитофира окварцованная; цементом между обломками служит рудный кварц	4	23—38	—	5,37	3,21	2,40	1,26	2,33
22	Туф кварцевого альбитофира псаммитовый; наблюдаются альбитизация и мелкозернистый кварц, связанные с пропилитизацией	4	50—64	—	7,69	5,54	0,73	1,28	1,35
21	Туф алевро-пелитовой структуры каолинизированный	4	115—126	—	5,58	3,53	—	1,21	—
20	Туффит мелкообломочный с рассеянной вкрапленностью пирита	4	138—150	676	4,76	3,02	0,79	1,31	2,07
28	Туфобрекчия с серицитизированной связующей массой	3	44,5—49,5	875	4,01	22,8	1,55	1,74	2,53
21	Туф пелитовый с пиритизацией и незначительной хлоритизацией	6	62—74	686	4,41	1,91	1,41	1,47	1,88
22	Туф кварцевого альбитофира псаммитовый с пропилитизацией (м. з. кварц) и гнездами синрудного кварца, наблюдается серицит	7	107—115	—	5,32	4,51	5,16	1,52	2,26
22	Туф кварцевого альбитофира пропилитизированный	8	146—155	755	3,38	3,8	2,14	1,36	1,51
31	Туф кварцевого альбитофира окварцованный	10	27—30	1081	4,52	5,59	4,75	1,04	1,92
31	То же псаммитовый, местами окварцованный, оглинившийся	10	82—93	884	7,42	2,56	3,5	1,75	1,78
44	Туф кварцевого альбитофира	12	144—159	1417	2,18	20,2	—	1,8	1,67
18	Туф среднеобломочный в незначительной степени оглинившийся и окварцованный	22	9—23	627	3,45	8,18	—	1,25	2,3
21	Туф алевро-пелитовый структуры пропилитизированный	26	24—32	—	—	1,82	0,95	1,78	—

плотный; туфобрекчия с серицитизированной связующей массой; туф кварцевого альбитофира; вторичный кварцит белого цвета с рудными прожилками; туф кварцевого альбитофира окварцованный и частью хлоритизированный в стадию пропилитизации и др.

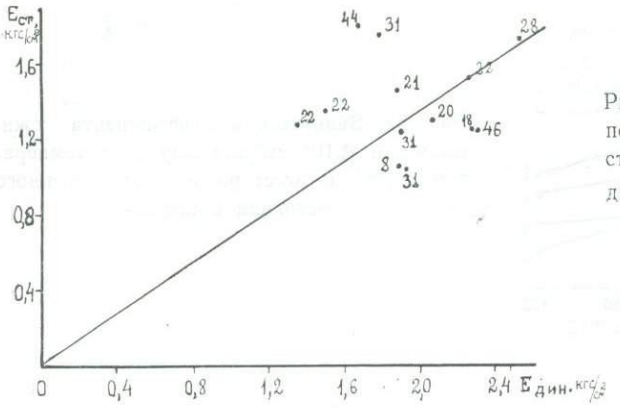


Рис. 51. Корреляция данных по модулям Юнга, полученным статическим $E_{ст}$ кгс/см^2 и динамическим методом $E_{дин}$ кгс/см^2

По значениям η_2 также выделяются 3 группы пород:

В первую группу входят представители, обладающие относительным длинным интервалом пластического течения, в которых η_2 колеблется в пределах $0{,}1 \cdot 10^7$ — $1{,}0 \cdot 10^7$ кгсс/см^2; к ним относятся: туфы алевро-пелитовой структуры интенсивно каолинизированные, туфы кварцевого альбитофира пропилитизированные и др.;

Вторую группу представляют породы со значениями η_2 в пределах $1 \cdot 10^7$—$2{,}5 \cdot 10^7$ кгсс/см^2, а для третьей группы η_2 колеблется в пределах $2{,}5 \cdot 10^7$—$5{,}5 \cdot 10^7$ кгсс/см^2 и выше; к ним относятся: вторичный кварцит белого цвета с рудными прожилками; кварцевый альбитофир с порфировым строением; туф псаммитовый окварцованный; туф алевро-пелитовой структуры, слабо окварцованный, каолинизированный; туф порфирита окварцованный, плотный, с хлоритом стадии пропилитизации; выявленные разновидности туфов кварцевых альбитофиров и др.

Между показателями η_1, η_2 и эффективной пористостью устанавливается обратная пропорциональная зависимость, т. е. с возрастанием вязкости пород эффективная пористость уменьшается и наоборот. Выявленная закономерность является важным критерием в прогнозировании благоприятных горизонтов и разновидностей пород в локализации оруденения. Кроме того установлено, что между статическими и динамическими модулями Юнга существует прямолинейная зависимость, которая аналитически выражается уравнением

$$E_{дин} = 1{,}5\ E_{ст}.$$

В литературе пока опубликовано очень мало сведений по механическим свойствам горных пород, определенных при высоких всесторонних давлениях и температурах. В то же время деформация, протекающая в земной коре, происходит преимущественно именно в таких условиях.

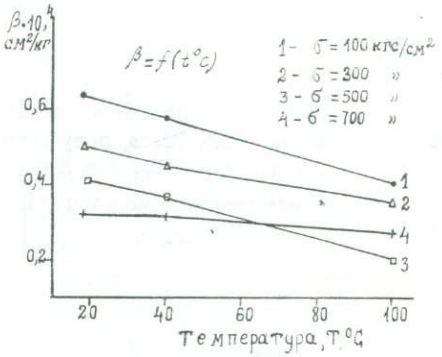


Рис. 52. Зависимость коэффициента сжимаемости $\beta.10^4$ см²/кгс пород от температуры T,°C и всестороннего напряженного состояния σ кгс/см²

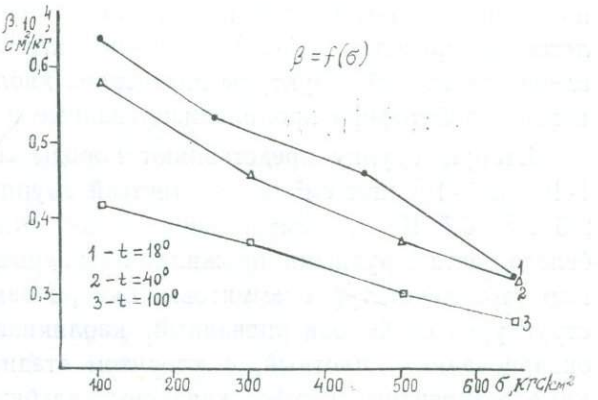


Рис. 53. Зависимость коэффициента сжимаемости $\beta.10^4$ см/²кгс от всестороннего напряженного состояния σ кгс/см² и температуры T,°C.

Нами на некоторых разновидностях пород Маднеульского месторождения изучены зависимости объемной деформации, коэффициента Пуассона и вязкости от температуры и давления (табл. 15). Эксперименты проводились как при температуре 20°C, так и 100°C в условиях давлений: 100, 300, 500, 700 кгс/см² (рис. 52, 53, 54, 55, 56, 57). В результате было установлено, что объемная деформация пород с глубиной меняется и она сравнительно большое значение приобретает уже при температуре 50°C. Коэффициент Пуассона с глубиной возрастает. К примеру окварцованные туфы кварцевых альбитофиров, коэффициент Пуассона которых равен

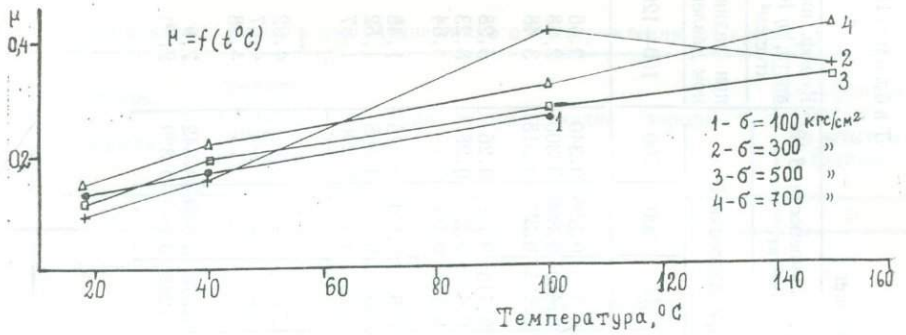


Рис. 54. Зависимость коэффициента Пуассона μ от температуры Т,°С при разных условиях всестороннего напряженного состояния σ кгс/см²

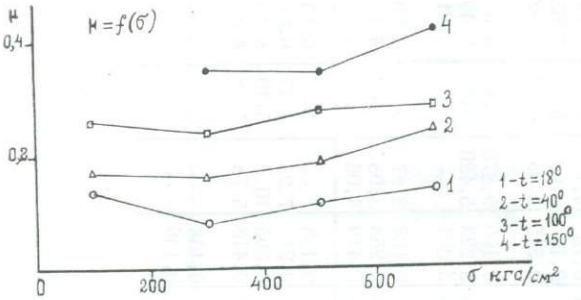


Рис. 55. Зависимость коэффициента Пуассона от всестороннего напряженного состояния σ кгс/см² при разных температурах Т,°С

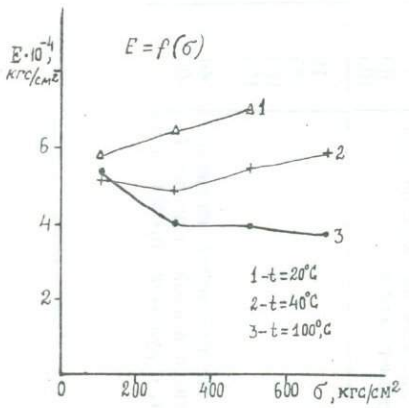


Рис. 56. Зависимость модуля Юнга $E \cdot 10^{-4}$ кгс/см² от всестороннего напряженного состояния σ кгс/см² при разных температурах Т,°С

Таблица 15

Зависимость физико-механических свойств горных пород от температуры и давления

№ пп	Наименование пород	При температуре, T, °C	Коэфф Пуассона, μ при давлении P				Модуль Юнга, E. 10^{-4} кгс/см² при давлении P				Коэфф. сжимаемости, β 10^4 см²/кгс при давлении P				Коэфф. вязкости, η 10^{-6} кгсс/см² при радиальном давлении
			100	300	500	700	100	300	500	700	100	300	500	700	100—120
1	Туф алевро-пелитовой структуры	18	—	0,0526	0,099	0,13	4,1	5,28	5,64	6,45	0,701	0,495	0,398	0,340	2,66
		40	0,064	0,11	0,16	0,19	4,08	5,17	5,55	6,47	0,651	0,460	0,360	0,300	2,68
		100	0,113	0,18	0,25	0,315	3,95	3,94	3,62	3,90	0,599	0,495	0,380	0,315	3,48
2	Туфобрекчия	18	—	—	—	0,100	9,870	9,86	9,6	9,85	0,61	0,415	0,32	0,26	5,28
		40	0,11	0,17	0,196	0,223	5,420	5,47	6,49	6,62	—	0,4	0,3	0,28	8,23
		100	0,123	0,194	0,300	0,361	—	—	4,21	3,78	—	0,23	0,25	0,19	4,64
3	Туф литокристаллокластический среднего состава	18	0,119	0,1	0,12	0,168	3,67	4,29	4,80	5,35	0,615	0,6	0,501	0,375	1,48
		40	0,172	0,17	0,208	0,253	3,95	3,42	4,1	4,05	0,525	0,6	0,46	0,368	1,52
		100	0,368	0,3	0,346	0,419	4,06	2,9	2,91	2,2	0,230	0,45	0,209	0,206	1,57
4	Туф	18	0,153	0,091	0,12	0,158	—	—	6,15	7,94	—	—	—	—	—
		45	0,33	0,213	0,225	0,27	7,25	5,15	6,01	5,78	—	—	—	—	4,92
		100	0,419	0,269	0,309	0,365	10,8	5,16	5,15	3,6	—	—	—	—	4,37
		155	—	0,35	0,348	0,418	5,78	4,78	4,2	2,6	—	—	—	—	4,28
5	Туф литокристаллокластический окварцованный, оглинившийся, с рудными прожилками	40	—	—	0,15	0,138	—	—	5,6	5,93	—	0,378	0,369	0,342	7,9
		100	—	0,265	0,165	0,136	—	—	5,54	6,49	—	0,288	0,363	0,329	21(?)

Таблица 16

Классификация пород и руд Маднеульского месторождения по крепости

Классы	Степень крепости	Средний коэффициент крепости	Руды и вмещающие породы	Коэффициент крепости по опытным данным
1	2	3	4	5
I	Слабейшие	0—1 / 0,5	1. Тектоническая глина	0,3
			2. Баритовая руда пористая	0,63
II	Слабые	1—4 / 2,5	3. Туфобрекчии лимонитизированные	1,7
			4. Барито-свинцовая руда пористая	1,8
			5. Альбитофир сильно хлоритизированный	2,2
III	Ниже средней крепости	4—6 / 5	6. Баритовая руда в брекчиевидных вторичных кварцитах	4,1
			7. Туфобрекчия крупнообломочная с пиритизацией	4,12
			8. Кварцевый альбитофир местами с кристаллической основной массой, оглинившийся	4,54
			9. Туф пелитовый с пиритизацией, лимонитизированный	4,63
			10. Туф псаммитовый зелено-серый, оглинившийся	4,03
			11. Туф кварцевого альбитофира пелитизированный, пиритизированный	4,93
			12. Туф кварцевого альбитофира оглинившийся, гидрослюдизированный, среднеобломочный	4,92
			13. Туф мелкообломочный пропилитизированный (каолин, пирит)	5,3
			14. Туф альбитофира хлоритизированный	5,5
			15. Туф крупнообломочный с кварцев рудными прожилками	5,81
			16. Туф литокристаллокластический окварцованный, оглинившийся, с рудными прожилками	6,04

Продолжение таблицы 16

1	2	3	4	5
IV	Средней крепости	6—8 / 7	17. Туфобрекчии хлоритизированные	6,2
			18. Туф среднеобломочный в значительной степени оглинцвшийся и окварцованный	6,27
			19. Туф кварцевого альбитофира кристаллокластический, среднеобломочный, с гидроокислами железа, оглиненный	6,73
			20. Туффит пелитовой структуры	6,76
			21. Туф пелитовый с пиритизацией и незначительной хлоритизацией	6,86
			22. Туф кварцевого альбитофирита псаммитовый, пропилитизированный	7,1
			22а. Кварцевые альбитофиры хлоритизированные, зеленоватого цвета, с порфировым строением	7,3
			23. Туф незначительно окварцованный с пиритизацией	7,3
			24. Вторичные кварциты брекчиевидные, лимонитизированные	—
			25. Туф альбитофира крупнообломочный	7,7
			26. Медносульфидная руда в окварцованных, хлоритизированных туфах	7,7
V	Выше средней крепости	8—12 / 10	27. Туф мелкообломочный местами окварцованный, каолинизированный	8,53
			28. Туфобрекчия серицитизированная с двойникованием плагиоклазов	8,75
			29. Кварцевый альбитофир слабо измененный	8,84
			30. Туф литокристаллокластический хлоритизированный, окварцованный, среднеобломочный, иногда участками оруденелый	9,38

Продолжение таблицы 16

1	2	3	4	5
V	Выше средней крепости	8—12 / 10	31. Туф кварцевого альбитофира окварцованный	9,38
			32. Туф алевро-пелитовой структуры	9,48
			33. Туф альбитофира сильно хлоритизированный	9,56
			34. Альбитофир	9,78
			35. Туф карбонатизированный, окварцованный, хлоритизированный, с рудными прожилками	10,38
			36. Кварцевый альбитофир	10,8
			37. Туф альбитофира мелкообломочный окварцованный	11
			38. Туф альбитофира мелкообломочный окварцованный	—
			38а. Диабаз-порфирит плотный мелкозернистый	11,51
			39. Туф мелкообломочный серый, основного состава	—
			39а. Туф пелитовый (гидрослюда)	11,8
VI	Крепкие	12—15 / 13,5	40. Медно-свинцово-цинковая руда в брекчиевидных вторичных кварцитах	12,1
			41. Кварциты вторичные брекчиевидные, лимонитизированные	12,1
			42. Туфы окварцованные	12,3
			43. Барито-свинцово-цинковая руда	13,0
			44. Туфы кварцевых альбитофиров	12,1 (13)
			45. Туфы окварцованные гематизированные	13,8
			46. Туфобрекчии кварцевых альбитофиров	14,5
			47. Медносульфидная руда в брекчиевидных вторичных кварцитах	15,1
VII	Крепчайшие	15—23 / 19	48. Кварциты вторичные брекчиевидные	20,2
			49. Кварцевые альбитофиры неизменные	23,0

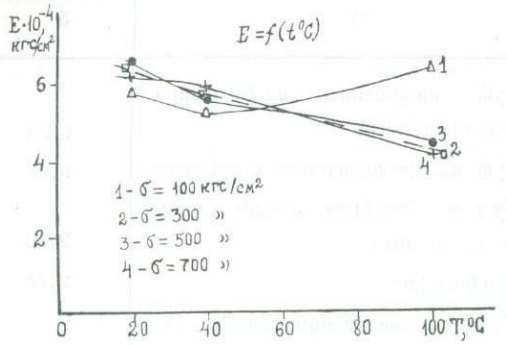


Рис. 57. Зависимость модуля Юнга E.10⁻⁴ кгс/см² от температуры T,°C при разных значениях всестороннего напряженного состояния σ кгс/см²

0,11 — 0,14 при температуре 100° и тех же нагрузках имеют μ колеблющееся в пределах 0,14—0,16. Отсюда хрупкие породы на глубинах порядка 2000 м ведут себя как хрупко-пластичные с заметным уменьшением интенсивности развития разрывов, служивших впоследствии путями для проникновения рудоносных растворов. Показатель статического модуля Юнга с глубиной уменьшается, а показатель вязкости увеличивается, т. е. эффективная пористость с глубиной уменьшается (табл. 15). В зависимости от изложенных факторов оруденение формируются с различной интенсивностью и на разных глубинных уровнях возникают рудные тела, обладающие специфической особенностью морфологии.

В частности собственно Маднеульское, Квемо-Болнисское и Цителсопельское месторождения находятся на разных глубинных уровнях и каждое из них характеризуется наличием структурно-морфологических типов рудных тел, обладающих специфическими чертами. Таким образом на исследуемых месторождениях четко выявляется значение благоприятного глубинного уровня для развития процессов рудообразования.

ГЛАВА V

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУД И ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Петрографо-минералогические исследования руд Болнисского района выполнялись В. Р. Надирадзе (1955, 1959), Г. В. Гвахария и Ю. И. Назаровым (1958, 1962, 1963), Т. В. Иваницким (1963), Э. И. Кахадзе (1963), Т. Ш. Гогишвили (1967), Ю. И. Назаровым (1966), Г. И. Харашвили и Т. Г. Казахишвили (1964, 1967), М. Т. Ткемаладзе (1972, 1974, 1979) и рядом других исследователей. Анализ большого количества опубликованных трудов показывает, что по ряду вопросов минералогии руд Маднеульского, Квемо-Болнисского и Цителсопельского месторождений среди исследователей пока не сложилось единого мнения. В частности, еще в должной мере не решен вопрос, к какой рудной формации следует относить рассматриваемые месторождения? Поскольку в составе руд часто встречается пирит, либо пирит и марказит, большинство исследователей относили эти месторождения к «колчеданной» формации.

Ю. И. Назаров (1966) пришел к выводу, что на Маднеули можно выделить два, разобщенных во времени, месторождения колчеданной формации — медносульфидных руд и барит-полиметаллических руд. Нам удалось изучить вещественный состав свинцово-цинковых руд Квемо-Болнисского месторождения. При этом был выявлен ряд минералов ранее не отмечавшийся исследователями. В дальнейшем был уточнен минеральный состав всех типов руд месторождений, что нашло отражение в таблице 17. Исследования автора показали, что на изученных месторождениях получили развитие руды, включающие собственно медные (прожилково-вкрапленные руды), медноколчеданные и свинцово-цинковые, сформированные в разные стадии единого рудного этапа. При этом в первых выделяются кварц-гематит-хлоритовые, кварц-пиритовые и кварц-халькопирит-карбонатные минеральные ассоциации, а в свинцово-цинковых — барит-галенит-сфалеритовые и халькопирит-галенит-сфалеритовые ассоциации (рис. 58).

Таким образом, Цителсопельское, Маднеульское и Квемо-Болнисское месторождения не представляют собой единой колчеданной формации, а среди них выделяются медные и свинцово-цинковые месторождения; медные руды из разных месторождений качественно, т. е. в минералогическом отношении практически идентичны и минералы, присущие исключительно одному месторождению, составляют единицы; часто разница сводится лишь к количественному тех или иных минералов. Свинцово-цинковые руды по составу главных, второстепенных и редких минералов явно отличаются от медносульфидных. Незначительное

Таблица 17

Минеральный состав руд месторождений (по материалам В. Р. Надирадзе, Ю. И. Назарова, Т. В. Иваницкого, Э. И. Кахадзе, Г. И. Харашвили, Т. Г. Казахашвили, Т. Ш. Гогишвили и М. Т. Ткемаладзе)

		Медные руды			Свинцово-цинковые руды	
		Маднеульское месторождение	Квемо-Болнисское месторождение	Цителсопельское месторождение	Маднеульское месторождение	Квемо-Болнисское месторождение
I	а	Халькопирит, пирит Кварц, яшмовидный кварц, серицит	Халькопирит, пирит Кварц, серицит	Халькопирит, пирит Кварц, серицит	Сфалерит, галенит Кварц, барит	Сфалерит, галенит, пирит Кварц, барит
	б	Халькозин, гётит, лимонит	Гётит, лимонит	Гётит, лимонит	Ярозит, гётит, лимонит	Гётит, лимонит
II	а	Сфалерит, геленит, блеклая руда (тетраэдрит), марказит, гематит Каолинит, гидрослюда, хлорит, алунит, халцедон, пирофиллит, горный хрусталь Гипс	Сфалерит, галенит, блеклая руда, халькозин, борнит Каолинит, гидрослюда, хлорит, алунит, кальцит, ангидрит, сидерит Доломит, гипс, аметист, анатаз	Сфалерит, галенит, блеклая руда (теннантит), борнит, гематит Каолинит, хлорит, кальцит Ангидрит, сидерит Доломит, гипс	Халькопирит, блеклая руда, марказит Каолинит, хлорит, апатит, серицит Анатаз	Халькопирит Каолинит Кальцит
	б	Ковеллин, гематит	Ковеллин, гематит, халькозин, малахит, азурит, каолинит	Ковеллин, халькозин, малахит, азурит	Ковеллин, гематит, халькозин, смитсонит, монгеймит	

Продолжение таблицы 17

		Медные руды			Свинцово-цинковые руды	
		Маднеульское месторождение	Квемо-Болнисское месторождение	Цителсопельское месторождение	Маднеульское месторождение	Квемо-Болнисское месторождение
III	а	Золото самородное, серебро самородное, висмутин, аляскаит, бурнонит, тетрадимит, калаверит, петцит, дискразит, айкинит, сульванит, эмплектит, гаухекорнит, энаргит, клаусталит, ширмерит, клапротит, кубанит Опал, кальцит, флюорит, апатит, анатаз, рутил, ярозит	Серебро самородное, гематит, бурнонит Сульванит, гаухекорнит, энаргит Арсенопирит, кобальтин Опал, барит Апатит, яшмовидный кварц Ярозит	Золото самородное Серебро самородное Пирротин, тетрадимит, калаверит Айкинит, сульванит, эмплектит Энаргит Барит, флюорит, апатит, яшмовидный кварц	Золото самородное, Серебро самородное, бронзартит Сера, кальцит, витерит Гидрослюды, рутил	Золото самородное Серебро самородное, гематит Апатит, гидрослюды
	б	Борнит, бирюза, самородная медь	Борнит, смитсонит	Борнит, смитсонит, самородная медь, куприт	Малахит, азурит, англезит, церуссит, пироморфит, бандилит, плумбоярозит, тенорит, серебро самородное	Смитсонит, церуссит, окислы марганца, гематит

I—главные, II—второстепенные, III—редкие; а—гипогенные, б—гипергенные

сходство выражается в общности некоторых рудных (халькопирит) и нерудных минералов (серицит, хлорит), что указывает на генетическое единство выделенных типов руд. В главных рудообразующих минералах медных и свинцово-цинковых руд выявлен почти одинаковый спектр редких и рассеянных элементов-примесей, но с различными содержаниями.

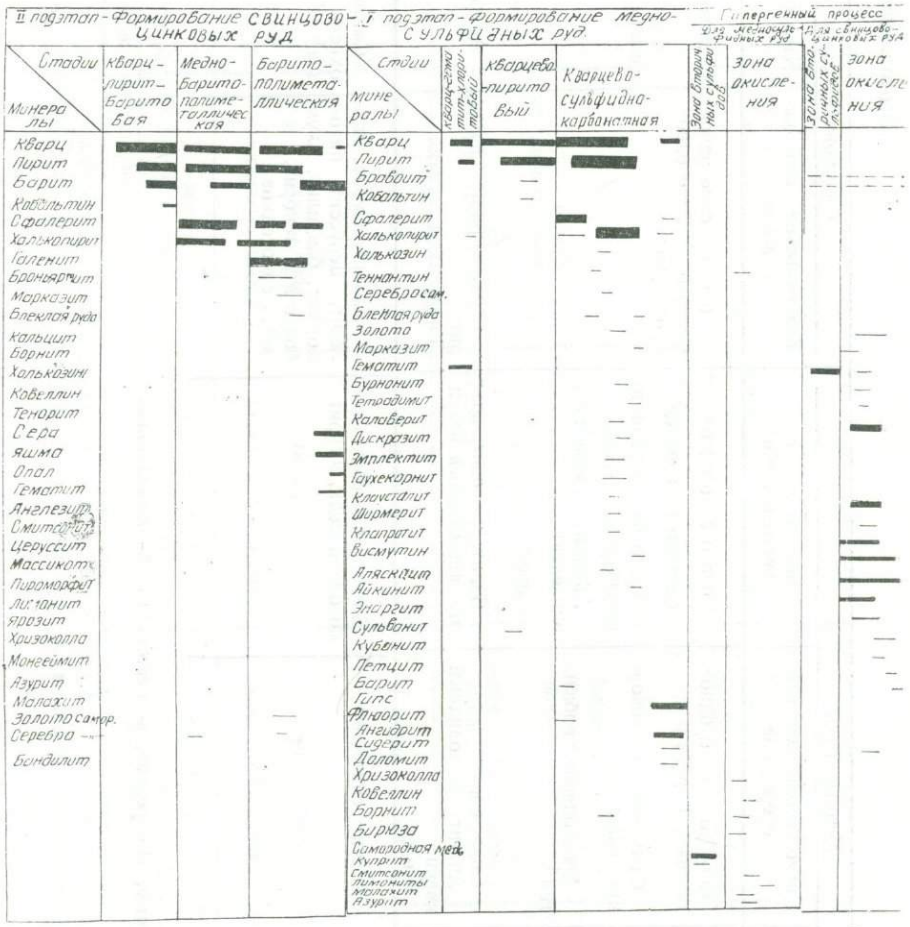


Рис. 58. Схематическая диаграмма последовательности минерального образования на медно-свинцово-цинковых месторождениях Маднеульско-Поладаурской рудной зоны

Соотношения рудных и нерудных минералов и парагенетическая их группировка показали, что минеральные ассоциации околорудных метасоматитов выделялись в дорудные, рудные, пострудные периоды. Кварц, карбонат, каолинит, гидрослюды формировались в дорудный, рудный и пострудный периоды; хлорит и серицит возникали в дорудное время и часто перед выделением рудных минералов; алунит, бирюза и гипс накапливались к концу образования медносульфидного оруденения, а барит относится к барит-галенит-сфалеритовой стадии свинцово-цинковой минерализации; апатит, цоизит и эпидот связаны с

пропилитизацией пород, а анатаз и рутил — с дорудными процессами образования вторичных кварцитов.

Как видно, некоторые минералы представлены несколькими генерациями, каждая из которых имеет свои отличительные черты. В частности кварц, кристаллизовавшийся в рудную стадию, более крупнозернистый по сравнению с кварцем, развитым в пропилитах и вторичных кварцитах. Он представлен загрязненной «мутной» разновидностью, прозрачной разновидностью, а также красноватой с включениями гематита. Кварц образует гнезда в околорудных породах (рис. 30), но преимущественно кристаллизовался в самых рудных горизонтах, где он часто проявлен в виде прожилков. В этом случае он иногда характеризуется радиально-лучистым строением. Кварц, ассоциирующий с рудными минералами, замещает и образует псевдоморфозы по магматическому кварцу и кварцу вторичных кварцитов, а также по породообразующим минералам (особенно по плагиоклазу).

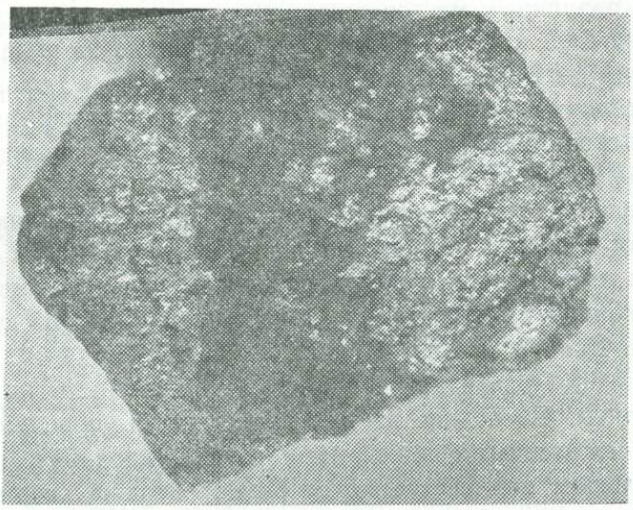


Рис. 59. Полосчатость — темно-серые полосы хлорита II сменяются серыми, в последнем более светлые полоски халькопирита. Полир. штуф. Натур. велич. Баличское рудопроявление.

Пострудный кварц (горный хрусталь, аметист) образует жеоды и встречается в виде прожилков, либо выполняет поры в ассоциации с пострудным карбонатом, каолинитом и алунитом. Синрудные карбонаты встречаются (чаще всего на месторождении Квемо-Болниси), в ассоциации с пиритом, халькопиритом и сфалеритом и представлены доломитом, среднезернистым сидеритом и темно-бурым монгеймитом. Он образует жеоды и прожилки порой зонального строения (Т. Ш. Гогишвили, 1967). Карбонат, кристаллизовавшийся в процессе рудоотложения, сечет халькопирит. Пострудный карбонат представлен мелко- и крупнозернистым кальцитом.

Хлорит, связанный с пропилитизацией, был описан выше. Следую-

щая генерация хлорита (плохо просвечивающегося в скрещенных николях) связана с образованием вторичных кварцитов и получила широкое развитие в Маднеульском рудном поле. Установлено, что повышенная концентрация рудных минералов выявляется на участках, обогащенных хлоритом II (рис. 59), что указывает на их тесную связь. По данным Г. И. Харашвили и др. (1967), хлорит второй генерации относится к магнезиальной разности данного минерала. Хлорит рудной стадии, относящийся к третьей генерации, выделяется своим ярко-зеленым цветом и радиально-лучистым строением. Он встречается в ассоциации с кварцем, отлагавшемся в эту же стадию.

Особенности структурно-геологической позиции рудных полей исследуемых месторождений и геологическое строение каждого из этих полей обусловили в количественном отношении неодинаковое развитие различных описанных в предыдущих главах литологических разностей пород и метасоматических образований, что привело к залеганию рудных тел на различных месторождениях в существенно различающихся стратиграфических колонках (рис. 30). Как видно из приведенного рисунка, осевую часть медносульфидных рудных тел в большинстве случаев представляют серицитовые и серицит-хлоритовые фации светло-серых кварцитов. В серицит-хлоритовых кварцитах развит хлорит второй и третьей генерации.

Интенсивная хлоритизация и серицитизация проявляются в центральной части рудных тел, что наблюдается практически во всех разновидностях вмещающих пород и особенно ярко проявляются в светло-серых кварцитах серицитовой и серицит-хлоритовой фаций (Квемо-Болниси, Баличи и др.). В краевых частях рудных тел получили преимущественное развитие каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые гидротермалиты. Последние из них представлены породами светло-серого цвета, сложенными минералами группы каолинита и гидрослюды; в небольшом количестве присутствуют также серицит, кварц, пирит, алунит, гипс, ангидрит, карбонат (последний в Цителсопельском рудном поле) и редко — апатит, рутил и анатаз.

Т. Ш. Гогишвили (1967), допуская симметричность развития метасоматических процессов по отношению к монокварцевой оси, в характерной колонке Цителсопельского месторождения за полосой развития кварц-каолинит-гидрослюдистых гидротермалитов выделяет кварцево-слюдистую фацию вторичных кварцитов, а ее обрамляют две разновидности околорудных пропилитов, сопровождающих вторичные кварциты (рис. 30, колонка 5). Кварцево-слюдистые породы, согласно автору, сложены главным образом кварцем, гидрослюдой, серицитом и пиритом; встречаются в составе этих пород также пирофиллит, андалузит, каолинит (диккит), гипс, ангидрит, карбонаты; в единичных случаях отмечается присутствие флюорита и хлорита; акцессорными минералами являются апатит и рутил.

На Квемо-Болнисском месторождении кварцево-слюдистые поро-

ды, так характерные для Цителсопельского месторождения, встречаются редко, и на Маднеульском месторождении также отсутствует полная их аналогия с Цителсопельским.

Кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, фиксирующиеся в нижних частях метасоматических колонок Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений (рис. 30, колонки 1, 2, 3, 4) и за кварцево-слюдистыми породами в Цителсопельском рудном поле (рис. 30, колонка 5), представляют собой темно-зеленые породы с брекчиевидной и порфировидной текстурой, сложенные в основном кварцем, серицитом, хлоритом, пиритом, гидрослюдами, мусковитом. На Цителсопельском месторождении в их составе наблюдается также галенит, доломит, сидерит и кальцит, из акцессных минералов встречаются циркон, анатаз и рутил. Структура породы порфиритовая, глобулитовая. Глобулы часто выполнены хлоритом, представленным дорудной (железо-магнезиальной и рудной (магнезиальной) разновидностями. Мусковит образован за счет первой из них. На Маднеульском месторождении в этих породах часто наблюдается бирюза.

Характерным для этих пород является средний химический состав, обусловленный содержанием ферро-магнезиальных минералов (см. табл. 5).

В кернах скважин Цителсопельского рудного поля Т. Ш. Гогишвили (1967) выделяет кварц-хлорит-карбонат-пиритовые метасоматиты с адуляром (рис. 30, колонка 5). Состав этих пород следующий: альбит, хлорит, кварц, карбонаты, пирит; встречаются также адуляр, каолинит, гидрослюда, мусковит; из акцессориев наиболее распространен рутил, лейкоксен, апатит и циркон; адуляр встречается в виде кварцево-адулярового прожилка.

В зальбандах медносульфидных линз и жил иногда встречается полоса гипса с мелкой вкрапленностью халькопирита. Отмечаются также примеры пересечения рудных скоплений гипсовыми прожилками, но гипс наиболее часто встречается, а порой образует своеобразные гипсоносные гидротермалиты, прослеживающиеся в кровле и редко в подошве рудных тел. В частности, подобные гипсоносные породы зафиксированы нами между южными и северными участками Квемо-Болнисского месторождения.

В процессе прослеживания рудных тел, они встречены также в кровле и латеральной части Маднеульского и Цителсопельского месторождений.

На Маднеульском месторождении и Абульмульксском рудопроявлении буровыми последних лет гипс установлен в околорудных гидротермалитах лежачего бока рудных тел, где он представлен в виде жильных пропластков, порой достигающих 3 м.

Наблюдаемые взаимоотношения гипса с рудослагающими минералами и пространственное его распределение (в обрамлении рудных тел) позволяют считать, что гипс связан с конечными стадиями мед-

носульфидной минерализации и является гипогенным, отложенным из остаточных растворов. На участках с частым совместным нахождением гипса и ангидрита не исключена возможность, что ангидрит является первичным, а гипс вторичным, образованным в результате гидратации ангидрита.

Особенности пространственного размещения гипсоносных пород вынуждают крайне осторожно использовать гипс в качестве индикатора для поисков медносульфидного оруденения. Доказательством служит имеющийся опыт бурения на площадях с гипсом, локализующимся в подрудных горизонтах или находящимся на продолжении простирания рудных жил, как это имело место при разведке Абульмулькского проявления, где не было получено положительных результатов.

В заключении изложенных данных следует отметить: 1) на месторождениях Квемо-Болнисского рудного поля сравнительно большое распространение приобретают различные гидротермальные образования с доминирующим содержанием каолинита и карбоната в разных комбинациях, а на Маднеульском месторождении в них преобладают процессы окварцевания, хлоритизации и серицитизации; 2) состав околорудноизмененных пород меняется как в вертикальном разрезе, так и по латерали, и существенно отличается для руд различного типа; 3) за пределами тектонических блоков, ограниченных рудоконтролирующими структурами (блоки, ограниченные разломами мак. III, III^{а} и VI), минеральный состав метасоматических колонок резко упрощается; 4) метасоматические колонки заканчиваются в нижних частях рудных тел легко различающимися темно-зелеными гидротермалитами своеобразного состава (рис. 30), что является критерием для определения нижней границы рудоносной толщи. Именно отсутствие этих критериев и было причиной того, что на Маднеульском месторождении на первом этапе бурились короткометражные скважины, не вышедшие из рудоносных гидротермалитов и полностью неоконтуривших рудные тела.

ОПИСАНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ МИНЕРАЛОВ

Халькопирит относится к главнейшим рудным минералам медных руд. Встречается он главным образом в виде вкрапленности по породе, заполняя пустоты или развиваясь метасоматически и слагая прожилки. Реже он развит в виде сплошных выделений. Халькопирит встречается в двух генерациях. Халькопирит первой генерации представлен мелкозернистой разновидностью, распространяющейся по мелким трещинам, секущим ранние минеральные образования (пирит и кварц ранних генераций и др.).

Халькопирит второй генерации является основным минералом продуктивной стадии; он характеризуется крупнозернистостью и заполняет межзерновое пространство (иногда развит между обломками) средне- и крупнозернистого пирита, сфалерита и кварца, образуя выделения неправильной формы со структурами замещения и цементации, порой в друзовых пустотах кварца он проявлен в виде хорошо оформленных кристаллов. Очень редко халькопирит второй генерации образует срастания с пиритом, сфалеритом и кварцем, как бы выделяясь одновременно с ними. Халькопирит данной генерации содержит мелкие кристаллы (полир. шлиф. 178, Квемо-Болниси, скв. 65), имеющие порой призматическую форму (Квемо-Болниси, скв. 69, глуб. 130 м), а также субмикроскопические участки с гипогенным халькозином и борнитом (полированный шлиф 203, Квемо-Болниси , скв. 56), а также гематит, в виде ксеноморфных пластинок. Иногда халькопирит II по трещинкам и в периферических участках замещается гипергенным халькозином или борнитом. Структурным травлением устанавливается полисинтетическое сдвойникование некоторых индивидов халькопирита II.



Рис. 60. Эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите. Полиров. шлиф. 12. ув. 63×. Квемо-Болниси, скв. 98, гл. 125 м

Иногда в борните и сфалерите (рис .60) наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, представляющая собой продукты распада твердого раствора (Кахадзе, 1962). По этим структурам распада можно считать, что выделение халькопирита II генерации происходило в температурном интервале 250—300°. Исследование халькопиритов методом декрепитации тоже дало аналогичные результаты. По Д. В. Аревадзе и др. (1979), формирование пирита, халькопирита и кварца происходило при температуре 330—360°С.

Халькопирит второй генерации иногда находится в ассоциации с карбонатом.

В тесной ассоциации с характеризуемым халькопиритом находится тетрадимит и аляскайт в виде каплевидных включений и, кроме того, условно определены клапротит, ширмерит, клаусталит, бравоит и гаухекорнит (Кахадзе, 1963). Микроскопические наблюдения не подкреплялись другими методами (отсутствие в спектральных анализах Ni и др.), что не позволило исследователю однозначно диагностировать гаухекорнит. Однако спектральные анализы халькопирита II из руд Цителсопельского месторождения часто содержат никель (табл. 18). В крупнозернистом халькопирите констатированы мелкие включения калаверита (Маднеули, Цителсопели) и бурнонита (Маднеули, Квемо-Болниси). Состав элементов-примесей в халькопирите сложный и характеризуется нестабильностью для разных участков. По нашим данным (табл. 18 и др.), спектр рассеянных элементов выглядит следующим образом (г/т): селен (42—200), теллур (40—110), As (100—300), никель (30—100), кобальт (10—30), молибден (10—15), индий (6—20), цинк (10—1500), свинец (10—30), серебро (80). Данные Т. Ш. Гогишвили по содержанию цинка и свинца в халькопирите II генерации из Цителсопельского месторождения (табл. 18) нам кажется несколько завышенными.

В тесной парагенетической связи с халькопиритом второй генерации находится пирит, кварц, сфалерит, некоторые карбонаты. В состав халькопирита, как уже отмечалось, входит гамма рассеянных и редких элементов. Этот комплекс минералов является главным в медносульфидных рудах, и он выделялся в основную стадию минерализации (рис. 58).

Пирит в медных рудах встречается в виде рассеянной метасоматической вкрапленности в гидротермально измененных породах (первая генерация), либо же крупно- и среднекристаллическими морфологическими разностями (II и III генерации), а также метаколлоидными выделениями (IV и V генерации) в рудных прожилках и гнездах.

Пирит I связан с дорудными гидротермальными процессами, а остальные пириты — с разными стадиями рудогенеза. При этом раньше всех выделяется крупнокристаллический пирит (II генерация), представленный большей частью идиоморфными кристаллами кубического и пентагондодекаэдрического габитуса. По Э. И. Кахадзе (1963), крупнокристаллический пирит характеризуется зональным строением, иногда двойниками и содержанием мелких включений бравоита и сульванита или же дискразита. Т. Ш. Гогишвили в пирите II Цителсопельского месторождения отмечает наличие пирротина, что нами не было отмечено и, видимо, является локальным явлением. Крупнозернистые пириты часто катаклазированы и сцементированы кварцем и халькопиритом II (рис. 61).

Среднекристаллический пирит по Ю. И. Назарову (1966) наблюдается в виде сплошных выделений, выполняя трещины в крупнокристаллическом пирите и сфалерите, часто трещиноват и залечен кварцем и халькопиритом; характеризуется зональным строением и неправильны-

Таблица 18

Результаты спектральных анализов монофракций основных минералов медных месторождений на содержание (%) некоторых редких и рассеянных элементов

№ п. п.	М-ние	Маднеульское				Квемо-Болнисское				Цителсопельское		
	Минерал	Халькопирит (II ген.)		Пирит II ген.	Сфалерит	Халькопирит (I ген.)		Пирит (II ген.)		Халькопирит крупнозер.	Пирит	Сфалерит (клейофан)
	Проба, источник	4192, шт. 10	3792	4185, шт. II	1243, по Г. И. Харашвили	1113, скв. 148	4083, по Г. И. Харашвили	1113, скв. 148	4557, по Г. И. Харашвили	по Т. Ш. Гогишвили	по Т. Ш. Гогишвили	по Т. Ш. Гогишвили
1	Au	не опр.	не опр.	не опр.	нет	не опр.	не опр.	не опр.	не откр.	—	—	—
2	Ag	0,008	0,0001	нет	не опр.	0,0003	0,001	0,0004	0,001	0,01—0,3	0,001	—
3	Se	не откр.	не откр.	не откр.	„	не опр.	не откр.	не опр.	не откр.	—	—	—
4	Tl	„	„	„	„	нет	„	нет	„	—	—	—
5	Cd	нет	нет	нет	0,6	нет	нет	„	нет	—	0,05	0,6
6	In	сл.	„	сл.	нет	0,0006	0,001	0,0006	0,0001	—	—	0,01
7	Ga	0,001	0,005	0,001	„	нет	нет	нет	0,010	—	0,005	0,001—0,01
8	Te	нет	нет	нет	„	„	не опр.	„	не опр.	—	—	—
9	Co	„	„	0,03	„	0,001	нет	0,001	0,001	0,001	0,003—0,1	—
10	Ni	„	„	нет	„	0,003	„	нет	нет	0,01—0,003	0,003—0,1	—
11	As	не опр.	,	не опр.	не опр.	нет	0.01	„	0,10	0,01—0,3	—	0,06—0,1
12	V	нет	0,004	сл.	нет	н. сл.	не опр.	н. сл.	не опр.	—	—	—
13	Bi	„	нет	нет	„	нет	„	нет	„	—	—	—
14	Mo	0,001	“	0,001	„	0,001	„	0,001	„	—	0,01	—
15	Cr	нет	„	нет	„	нет	нет	0,01	0,001	—	—	—
16	Cu	о. мн	о.мн	0,4	0.06	о. мн	не опр.	0,03	не опр.	—	0,2—1	71
17	Zn	0,15	нет	0,01	о.мн	0,03	0,01	0,01	0,01	1	0,1—1	—
18	Pb	нет	0,003	нет	нет	нет	0,001	нет	0,01	0,001—0,1	—	0,06—0,1

ми формами зерен с зародышем пирита другой ориентации. Характерным для среднекристаллического пирита является также иногда одновременное выделение с халькопиритом в виде фестончиков.

Пирит IV (рис. 62) представлен метаколлоидными выделениями в верхних горизонтах Маднеульского месторождения и округлыми колломорфными стяжениями в ассоциации с сульфидами меди, свинца и цинка на Цителсопельском месторождении. Он, видимо, возник в результате раскристаллизации коллоидов, образованных в момент резкого пересыщения рудоносных растворов.

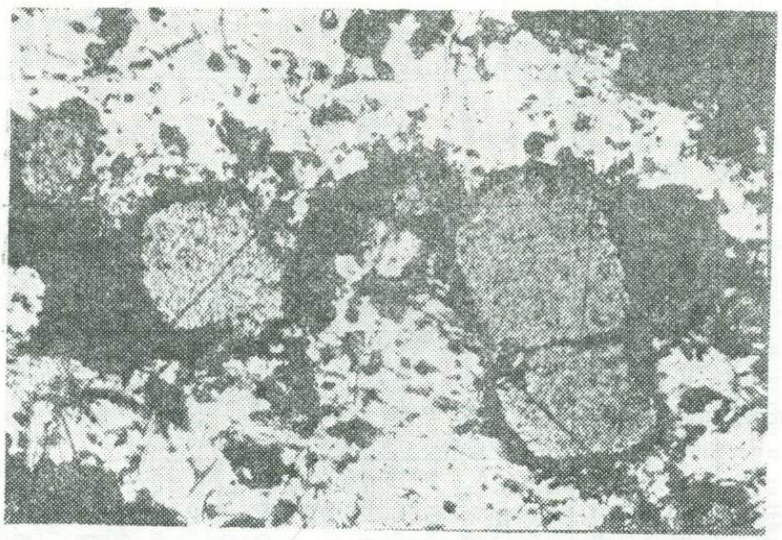


Рис. 61. Дробление и цементация крупнокристаллического пирита (серое) халькопиритом (белое) и кварцем (темно-серое). Полиров. шлиф 4, увел. 37×. Квемо-Болниси, скв. 69, глуб. 130 м

Пирит последней (V) генерации представлен метакристаллами с мелкими включениями окружающих сульфидов. Он, по всей вероятности, связан с завершающей рудный процесс стадией минерализации.

Как отмечалось, крупнокристаллический пирит катаклазирован и сцементирован кварцем и халькопиритом II, т. е. он выделялся раньше основной медносульфидной стадии в кварц-пиритовую стадию. Здесь пирит значительно преобладает над халькопиритом и руды приближаются к колчеданным.

Элементы примеси пирита II из медносульфидных руд (г/т): никель (30—100), селен (80—88), теллур (40—80), кадмий (до 500), галлий (10—100), кобальт (10—300), хром (10—100), молибден (10—100), As (до 1000), серебро (10), медь (100—10000), цинк (100—10000), свинец (100), золото.

Блеклая руда в качестве относительно мало распространенного минерала часто встречается в медносульфидных рудах и представлена в Маднеульском рудном поле тетраэдритом, а в Цителсопельском — теннантитом. В пределах Квемо-Болнисского месторождения этот минерал

впервые диагностирован автором (рис. 63). Скопления блеклых руд метасоматически замещают, главным образом, халькопирит, значительно реже — сфалерит и кварц, образуя при этом мелкие трещины и выделения неправильной формы.

Галенит также относится к относительно мало распространенной минеральной стадии; он встречается в ассоциации со сфалеритом, а мелкие прожилки его порой секут выделения сфалерита и блеклых руд. Кроме того, наблюдаются выделения неправильной формы галенита в тесном срастании с пиритом и халькопиритом. Характеризуемый минерал выделился позднее сфалерита.

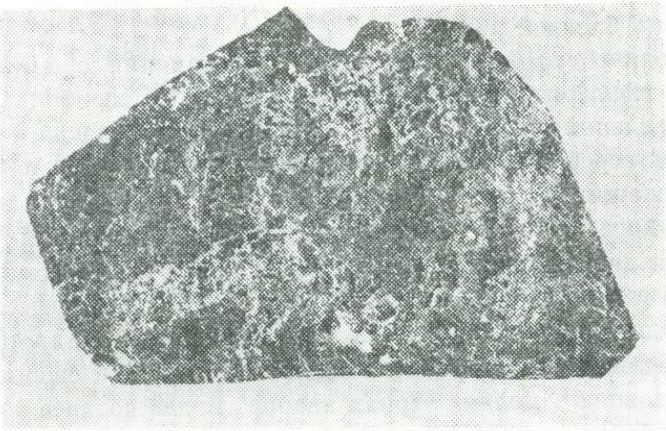


Рис. 62. Пирит (колломорфный) IV генерации. Полир. шлиф натур. величины. Маднеульское месторождение.

Гематит. В Маднеульском рудном поле установлены три генерации гематита. Гематит I встречается в виде тонкодисперсной (а местами в виде мелких игольчатых кристалликов) вкрапленности в кварцитах светло-серого цвета, которые принимают яшмовидный облик; гематит II представлен крупнопластинчатыми и чешуйчатыми образованиями, получившими развитие на самых нижних горизонтах в продуктивной толще Маднеульского и Цителсопельского месторождений в ассоциации с минералами начальных стадий минерализации. Гематит III наблюдается в виде пластинок, секущих кварцевые жилы, пирит и др. сульфиды. Последний гематит, возможно, имеет гипергенное происхождение.

Сфалерит является менее распространенным минералом, входит в состав медносульфидной минерализации, но местами он количественно резко превалирует над халькопиритом и пиритом, образуя медно-цинковые руды. Агрегатные выделения сфалерита состоят из табличатых или удлиненных (иногда полисинтетически сдвойникованных) зерен. Сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита, сечется прожилками халькопирита II, а иногда образует срастания с халькопиритом, галенитом; изредка наблюдались примеры, когда сфалерит в виде тонких полосок окаймлял галенит. Неоднократные наблюдения

показывают, что основная масса сфалерита выделялась все же раньше других сульфидов. Нами на Маднеульском месторождении открыты светлоокрашенная (клейофон) и богатая Cd (пршибрамит) разновидности сфалерита. Элементы примеси сфалерита (г/т): кадмий (до 600), галлий, селен, теллур.

Гипогенный борнит по Г. И. Харашвили и др. (1967) на Квемо-Болнисском месторождении наблюдается в ассоциации с гипогенным халькозином, порой образуя тесные срастания с халькопиритом. Т. Ш. Гогишвили (1966) в скважине 135 Цителсопельского месторождения на глубине 350 м отмечает наличие гипогенного борнита (на фронте халькопирита) в ассоциации с халькопиритом, пиритом, гематитом, сфалеритом и блеклой рудой.

Самородное серебро установлено в ассоциации с халькопиритом, пиритом и сфалеритом. Проявлено оно в виде мельчайших изометрических выделений (разм. 0,003 — 0,0007). Установлена корреляционная связь серебра с медью в медьсодержащих рудах и цинком — в цинкосодержащих рудах.

Самородное золото. В обеих разновидностях вторичных кварцитов встречаются две генерации золота, возникшие в разные стадии минералообразования. Раннее золото является субмикроскопическим, и оно входит в состав пирита, связанного с ранней стадией гидротермального процесса. Большая часть раннего золота находится в свободном пылевидном состоянии в мелких зернах кварца. Более позднее золото является низкопробным; оно проявлено как в самородном виде, входит в состав теллуридов, и развилось также в виде изоморфной примеси в халькопирите и пирите, которые кристаллизовались в основном периоде минералообразования. Следует подчеркнуть, что самородное золото находится в тесной пространственной ассоциации с крупнокристаллическим кварцем, образуя в нем, а иногда в халькопирите и пирите изометрические выделения размеров 0,01—0,03 мм (Ткемаладзе, 1974). Более поздние образования золота приурочены большей частью кварц-серицитовым и кварц-каолинитовым метасоматитам. Раннее золото во вторичных кварцитах контролируется разрывными нарушениями, которые в более раннюю стадию проводили растворы, приведшие к формированию вторичных кварцитов. При этом форма залегания золотосодержащих участков кварцитов в общем совпадает с формой залегания самих вторичных кварцитов, но содержание металла оказывается разным в различных частях этих кварцитов. Более позднее золото сформировалось в тесной связи с отложением основного комплекса сульфидных руд. В результате суммарная концентрация золота во вторичных кварцитах зависит от интенсивности развития наложенных прожилков сульфидов меди, свинца и цинка на вторичные кварциты.

Таким образом, золотоносность вторичных кварцитов находится в функциональной зависимости от суммарного эффекта образования раннего и позднего золота.

Освоение и использование вторичных кварцитов в связи с их золотоносностью имеет важное народнохозяйственное значение. В связи с этим, наряду с установлением закономерностей размещения вторичных кварцитов в пределах месторождения, выполнялось нами картирование тел вторичных кварцитов в пределах всей Маднеульско-Поладаурской рудной зоны, сопровождавшееся составлением планов и разрезов (Ткемаладзе, 1972, 1974, 1978, 1979). Одновременно изучалась степень золотоносности вторичных кварцитов. В результате наметился следующий ряд распространения изученных метасоматических образований: вторичные кварциты рудоносного штокверка Цителсопельского месторождения, центральной линзы Маднеульского месторождения, восточной линзы Маднеульского месторождения, сводовых частей Зураб-Набакребской и Чох-таг-ялской антиклиналей, Абульмулькского рудопроявления меди, Квемо-Болнисского месторождения, района железорудных месторождений.

Учитывая, что наряду с повышенной золотоносностью все вышеупомянутые вторичные кварциты обладают относительно большим объемом и они хорошо прослеживаются по падению и простиранию, начиная с 1974 г. автор настоятельно рекомендует проведение оценочных работ на золото-серебряное оруденение в пределах всех перечисленных тел вторичных кварцитов.

Айкинит на Маднеульском месторождении диагностирован В. Р. Надирадзе и Ю. И. Назаровым (1959) в ассоциации с халькопиритом, пиритом, блеклой рудой и галенитом в виде мелких удлиненных зерен. Т. Ш. Гогишвили в скважине № 135 Цителсопельского месторождения на глубине 305 м отмечает наличие включений айкинита в сфалерите.

Минералы висмута в медносульфидных рудах Маднеули детально описаны В. Р. Надирадзе (1959); Г. В. Гвахария и Ю. И. Назаровым диагностированы эмплектит (Маднеули, Цителсопели). Энаргит впервые выявлен В. Р. Надирадзе. Впоследствии Т. Ш. Гогишвили (1966) обнаружила этот минерал в медно-цинковых рудах Цителсопельского месторождения в виде мелких зазубренных выделений по краям халькопиритовых зерен или же в виде прожилков по борниту. Нами энаргит констатирован в рудах Квемо-Болнисского месторождения в виде мелких включений в халькопирите (рис. 64).

Кобальтин определен Ю. И. Назаровым (Маднеули) и Г. И. Харашвили (Квемо-Болниси). Г. И. Харашвили и др. (1967) на Квемо-Болнисском месторождении указывают на наличие арсенопирита.

Близповерхностное залегание, отсутствие сверху экрана в виде рассланцованных глинистых пород и значительная карбонатизация вмещающих пород обусловили развитие в верхних горизонтах медносульфидных тел Квемо-Болнисского месторождения интенсивное проявление гипергенных процессов и возникновение минералов зоны окисления: лимонита, гетита, малахита, азурита, смитсонита, ярозита, гидроокислов марганца.

Неблагоприятным сочетанием тех же факторов объясняется слабое развитие минералов зоны окисления в медносульфидных рудах Маднеульского и Цителсопельского месторождений. В противовес этого здесь более часто (чем на Квемо-Болнисском) встречаются гипергенный халькозин, борнит, ковеллин, а иногда даже самородная медь (рис. 65) и куприт, что говорит о более интенсивном развитии на них зоны вторичного обогащения и окисного обогащения в связи с наличием факторов, способствующих их развитию. К последним относятся: морфологические особенности площадей этих месторождений, высокая хрупкость и тектоническая деформированность слагающих их пород, а также слабое развитие зоны окисления.

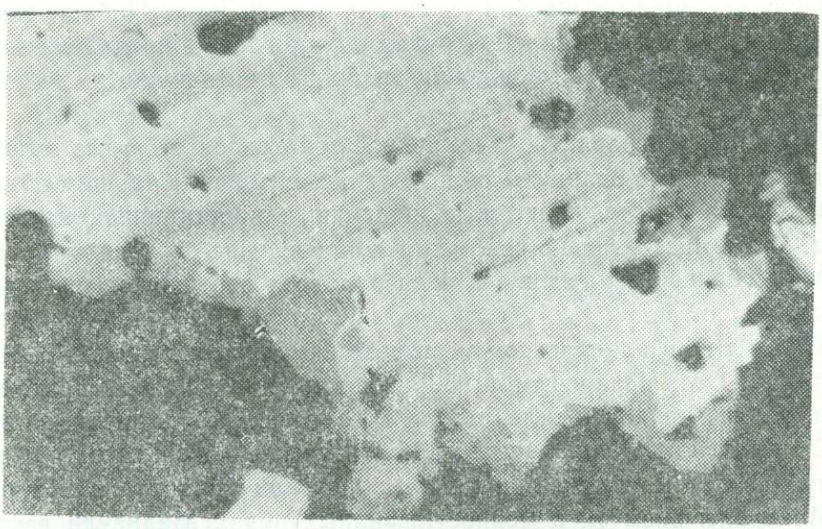


Рис. 63. Взаимоотношение блеклой руды (серое) и халькопирита (белое). Полир. шлиф, ув. 147×. Квемо-Болниси, скв. 112, гл. 233 м.

В свинцово-цинковых рудах Квемо-Болнисского месторождения главными рудными минералами в порядке их количественного распространения являются пирит, сфалерит и галенит. Пирит встречается в двух генерациях. Первая генерация наблюдается в виде мелкой рассеянной вкрапленности в связи с окварцованным обломочным материалом вмещающих пород и, видимо, является дорудной; вторая генерация пирита фиксируется в оруденелых частях шлифа в виде агрегатов кубических кристалликов (разм. 0,1—0,3 мм) и зерен и, следовательно, выделялся в рудную стадию. Пирит II иногда установлен в стыке гипогенного гематита со сфалеритом; он же часто пересечен микротрещинами дробления. Ю. И. Назаров (1966) в барит-полиметаллических рудах Маднеульского месторождения выделяет ранний кристаллический пирит и колломорфный пирит. Последний сопровождает весь процесс

рудообразования; кроме того, он отмечает наличие копьевидных и зональных кристаллов марказита (низкотемпературная ромбическая модификация).



Рис. 64. Взаимоотношение халькопирита (белое), халькозина (темно-серое) и энергита (серое), черная масса — кварц. Полир. шлиф. 7, ув. 147×. Квемо Болниси, скв. 86, глуб. 143 м.

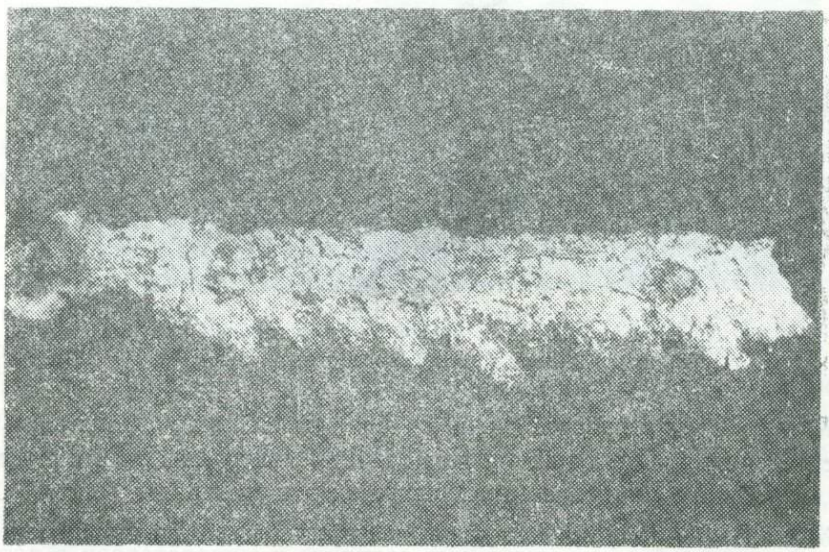


Рис. 65. Самородная медь из зоны вторичного обогащения Маднеульского месторождения. Штуф, ув. 0,5×. Штольня № 11.

Сфалерит представлен агрегатами (размером до 2,5 мм) зерен, порой тесно прилегающих друг к другу и вместе создающих впечатление сплошного крупного выделения. Он встречается в стыке с кварцем, заполняет его пустоты и интенсивно корродирует его. Редко сфалерит содержит мелкие выделения галенита или же хорошо ограненных кристалликов кварца. Между зернами сфалерита часто присутствует галенит и в меньшей степени халькопирит; сфалерит часто пересечен микротрещинами. Различаются темные и светлые (Cd содержащие) разновидности сфалерита. Галенит в количественном отношении подчинен пириту и сфалериту; этот минерал интенсивно корродирует окружающие его минералы кварц, пирит, а иногда сфалерит и халькопирит.

Сфалерит и галенит из свинцово-цинковых руд Маднеульского месторождения в сущности аналогичны вышеописанному сфалериту и галениту в медных рудах. Несколько иначе выглядят здесь дисульфиды железа. Последние, по Ю. И. Назарову (1966), представлены пиритом и маркизитом. Пирит образует кристаллические и колломорфные (основная масса) разновидности, а марказит-копьевидные и зональные кристаллы.

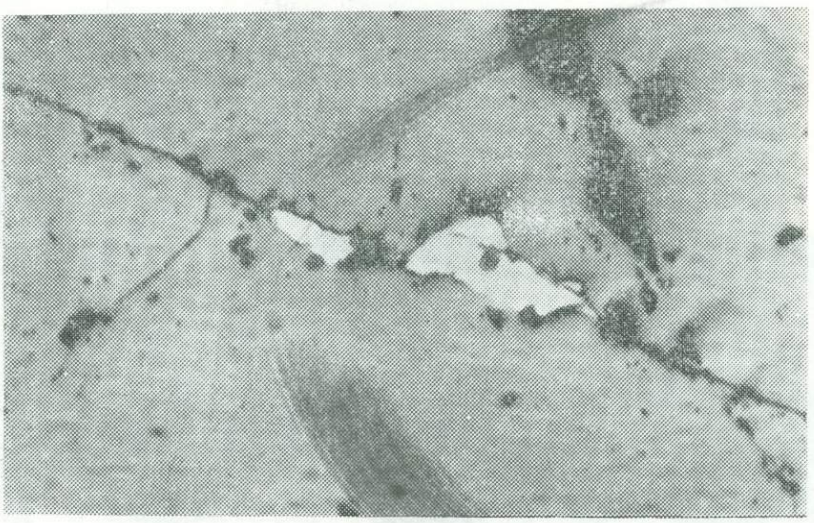


Рис. 66. Халькопирит белый в трещинах деформированного сфалерита, серый. Полир. шлиф 14, ув. 37×. Квемо-Болниси, скв. 159, гл. 162,5 м.

Халькопирит второстепенный минерал для свинцово-цинковых руд, встречается в виде неправильных выделений между основными минералами, либо же в микротрещинах, секущих эти минералы (рис. 66).

Химические, полуколичественно-спектральные и фотоэлектроколлориметрические анализы мономинеральных фракций основных рудослагающих минералов показали практически интересные повышенные содержания (вышекларкового) в сфалерите кадмия, таллия, галлия, ин-

дия, золота, серебра; в пирите — таллия, золота, серебра, кадмия (10 г/т); в галените — кадмия, галлия, серебра; в марказите — таллия, серебра.

Гипергенным процессам слабо подвергнуты руды Квемо-Болнисского месторождения, и они значительно более интенсивно проявлены в рудах Маднеульского свинцово-цинкового месторождения. На последнем по вертикали, а также по отношению к разрывным нарушениям развиты: зона окисленных руд, зона выщелачивания и зона вторичного сульфидного обогащения. Из зоны окисления цинк вынесен в виде легко растворимого сульфата атмосферными водами, и он оказался рассеян боковой циркуляцией грунтовых вод.

Зона выщелачивания представлена сыпучкой барита (50%), небольшого количества галенита (2%) и благородных металлов. В этой зоне наряду с баритовой сыпучки наблюдаются пористые массы, в которых сохранился галенит, замещаемый англезитом, и новообразования самородной серы. Наличие выщелоченных участков говорит о повышенной кислотности просачивающихся вод.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ РУД

Строение минеральных агрегатов руд, определяемое формой, размерами и закономерностями срастания его зерен, обуславливает в совокупности структурные особенности руд. Пространственное же размещение минеральных ассоциаций обуславливает проявление различных текстур руд. В целом же структурно-текстурные особенности руд имеют важное значение в выяснении их генезиса.

Детальные наблюдения автора за структурными и текстурными особенностями руд, слагающих основные рудные тела Маднеульского месторождения, вскрываемые карьером (рис. 67), а также изучение кернов скважин и специально отобранных штуфов первичных свинцово-цинковых руд позволяют выявить их главнейшие текстуры, которые могут быть отнесены к типу массивных, брекчиевидных, полосчато-колломорфных, симметрично-полосчатых и прожилково-вкрапленных. В зонах окисления и выщелачивания баритово-свинцово-цинковых рудных тел получили развитие землистые, пористые, брекчиевидные и скелетообразные текстуры.

В медносульфидных рудах исследуемых месторождений преобладают руды массивной, брекчиевой, брекчиевидной, прожилково-вкрапленной, вкрапленной, колломорфной (редко), полосчатой и друзовой текстуры.

Массивные руды большей частью встречаются в верхних частях рудных тел и представлены в свинцово-цинковых рудах богатыми (вплоть до сплошных) халькопирит-галенит-сфалеритовыми и галенит-сфалеритовыми, ассоциирующими с таблитчато-кристаллическим баритом, агрегатными выделениями.

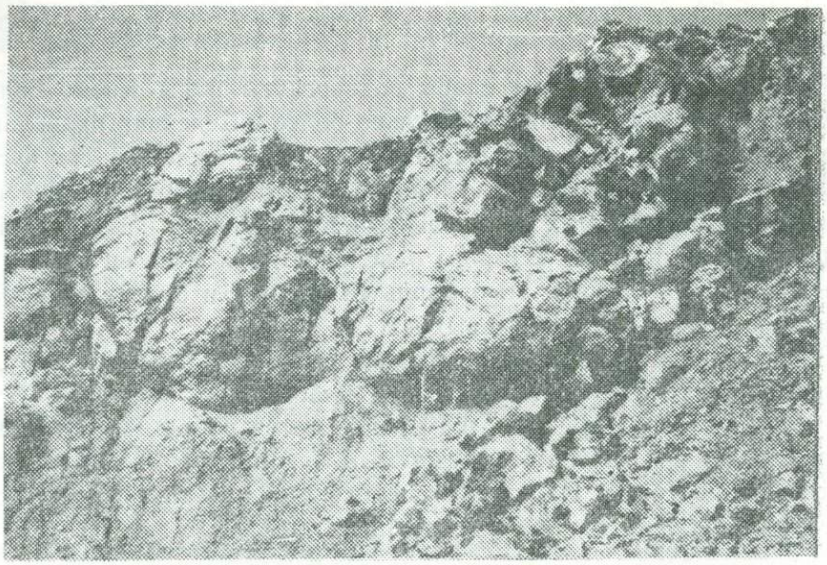


Рис. 67. Выход линзы первичных барит-галенит-сфалеритовых руд массивной текстуры. Маднеульское месторождение, карьер.

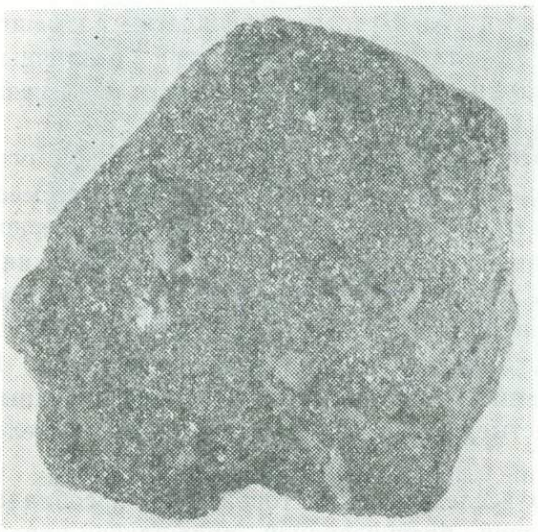


Рис. 68. Массивная пиритовая руда. Штуф нат. велич. Маднеульское месторождение.

В свинцово-цинковых рудах массивной текстуры структура в основном тонко- и мелкозернистая. В медносульфидных рудах массивные руды слагаются пиритом и халькопиритом, или пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Очень редко наблюдаются сплошные пиритовые выделения (рис. 68). Массивные текстуры руд кроме того часто встречаются в свинцово-цинковых и не характерны для медносульфидных руд.

Среди брекчиевидных текстур различаются несколько разновиднос-

тей: первая из них образована путем цементации средне- и крупнозернистыми рудными ассоциациями минералов угловатых обломков различных пород. В частности, в свинцово-цинковых рудах Маднеульского месторождения наблюдаются обломки глинистых кварцитов (рис. 69), а в медносульфидных рудах обломки светло-серых кварцитов (рис. 70).

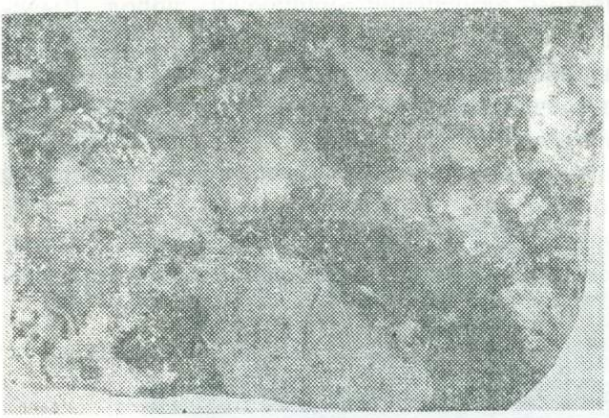


Рис. 69. Брекчиевидные руды — обломки глинистых кварцитов сцементированы минерализацией свинцово-цинковой стадии. Полир. штуф, нат. велич. Квемо-Болниси, скв. 159.



Рис. 70. Брекчиевидные руды — обломки светло-серых кварцитов сцементированы минерализацией медносульфидной стадии. Полир. штуф, нат. велич. Маднеульское месторождение (шт. 10)

При этом в обломках изредка наблюдаются мелкие метасоматические рудные выделения, т. е. эти текстуры образованы, главным образом, способом заполнения полостей после дробления вторичных кварцитов.

Вторая разновидность брекчиевидных текстур образована путем дробления крупнокристаллического пирита II генерации из медных руд

и цементацией его кварцем и халькопиритом II генерации, входящим в состав тех же руд, или же дроблением минеральных агрегатов, околорудно измененных пород и цементацией их минеральными агрегатами медносульфидных руд. При этом наблюдается корродирование цементируемого минерального агрегата или же минерала (рис. 61). Следовательно, упомянутые текстуры возникли не только путем выполнения полостей, но и метасоматического замещения вмещающих пород. Выявленные разновидности руд, возникшие в различные этапы и стадии, часто разделены пологими разрывными нарушениями и зонами рассланцевания, в которых иногда встречаются руды брекчиевой текстуры — округлые минеральные агрегаты одной стадии заключены (сцементированы) в рудном или нерудном комплексе минералов последующих стадий (рис. 71). Наблюдаемые брекчиевые и брекчиевидные текстуры (рис. 61,71) указывают на имевшие место внутриминерализованные тектонические деформации, протекающие в ходе формирования месторождений.

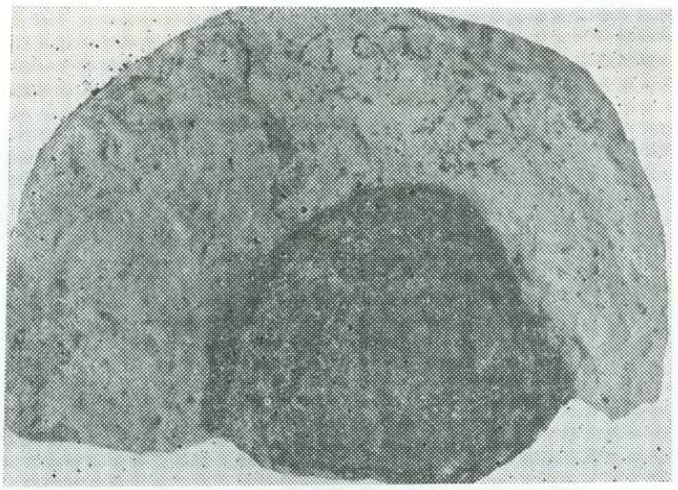


Рис. 71. Брекчиевая руда — обработанный обломок галенит-сфалеритовой руды включен в окварцованном гидротермалите последующей стадии. Полир. штуф, нат. велич. Квемо-Болниси, скв. 159.

Колломорфные текстуры часто встречаются в свинцово-цинковых рудах и редко в верхних частях медносульфидных руд (Маднеули, Цителсопели). В первых они сложены пиритом, сфалеритом и галенитом, а во вторых — пиритом и мельниковитом. Э. И. Кахадзе (1963) отмечает постепенные переходы колломорфных выделений в кристаллически-зернистые агрегаты.

В нижних частях свинцово-цинковых и медносульфидных рудных тел часто встречаются полосчатые текстуры, характеризующиеся чере-

дованием полос с густой вкрапленностью пирита (иногда колломорфного) с галенит-сфалеритовыми, а затем кварцево-баритовыми, либо же чередованием халькопирит-сфалеритовых прослоев с кварц-серицитовыми. Последний факт наблюдался и Т. Ш. Гогишвили (1967).

Эти текстуры, видимо, являются результатом метасоматических замещений продуктивными минеральными ассоциациями пород вдоль экранировавших растворы пологих нарушений.

Кроме того, наблюдаются симметрично-полосчатые руды, круто пересекающие керн. Последние обусловлены неоднократным приоткрыванием трещин с заполнением новыми порциями растворов (рис. 72).

Полосчатые руды встречаются редко.

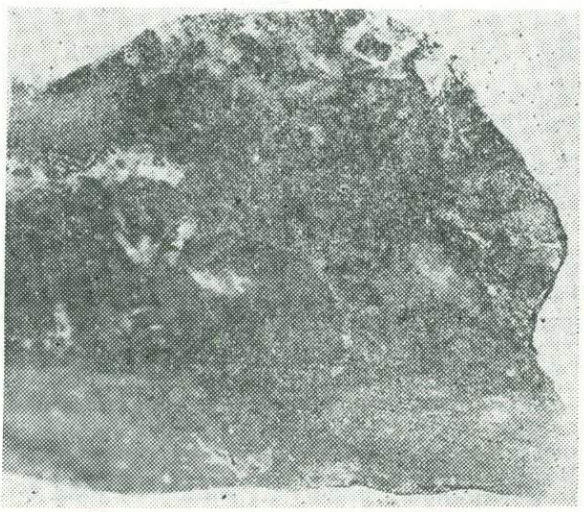


Рис. 72. Полосчатая свинцово-цинковая руда из карьера Маднеульского месторождения. Внизу серая полоса густовкрапленного пирита сменяется темной полосой галенита и сфалерита (в центре), а затем осветленной полосой с таблитчатым баритом и кварцем. Штуф, натур. велич.

Прожилково-вкрапленные руды обладают доминирующим распространением почти на всех горизонтах нахождения медносульфидного оруденения и особенно интенсивно они проявлены в самых нижних частях продуктивной толщи, т. е. на интервалах с подчиненным развитием хрупких деформаций. В прожилковых рудах разноориентированные прожилки представлены пиритом, халькопиритом и кварцем, либо же пиритом, галенитом и сфалеритом.

Руды вкрапленной текстуры являются характерными для медносульфидных руд и часто проявлены в периферических частях рудных тел и внутри околорудных метасоматитов. Они представляют мелкую рассеянную вкрапленность халькопирита, пирита и редко халькозина.

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Вплоть до 1967 года у исследователей сложилось представление, что одновременное нахождение на Маднеульском месторождении медных и свинцово-цинковых руд является своеобразным аномальным фактом. Ю. И. Назаров, как отмечалось выше, значительно разрывал эти руды по времени их формирования. В дальнейшем в результате проводившихся геолого-разведочных работ на Квемо-Болнисском месторождении были выявлены линзы, сложенные свинцово-цинковыми рудами. Позднее свинцово-цинковые руды были установлены и в пределах Давид-Гареджского месторождения. Анализируя эти данные совместно с данными структурных исследований по условиям локализации руд, автор пришел к выводу, что пространственное сонахождение медных и свинцово-цинковых руд является четко проявленной закономерностью, и что эти руды следует рассматривать в качестве продуктов единого этапа рудоотложения.

Находясь в пространственном сонахождении, на единой минерализованной площади, в контурах отдельных месторождений медные и свинцово-цинковые руды обособлены пространственно. При этом процесс, приведший к накоплению свинцово-цинковых руд, заканчивается выделением из остаточных растворов барита, а медный рудный процесс — выделением гипса. Таким образом, в едином этапе рудогенеза выделяются два подэтапа, четко разделенные продуктами двух волн повышения кислотности и повышения потенциала серы в конце каждого из них.

На разных горизонтах участков с медносульфидными и свинцово-цинковыми рудами наблюдаются рудные тела, с определенным комплексом рудных минералов в пологих трещинах скола с глинкой трения по их зальбадам. Изучение парагенезиса рудослагающих минералов упомянутых рудных тел, тщательная документация мест пересечений прожилков, сложенных различными рудными минеральными ассоциациями, брекчирования и цементации одних другими помогли полученные подэтапы рудоотложения разделить на стадии (рис. 58).

При составлении схем минералообразования наряду с личными исследованиями использовались материалы других авторов (Т. Иваницкий, Э. Кахадзе, Т. Гогишвили). Большинство намеченных стадий минерализации слагаются минеральными ассоциациями относительно простого минерального состава и включают преимущественно одну парагенетическую ассоциацию минералов, реже выявляются и более парагенетических ассоциаций. В частности барит-галенит-сфалеритовая стадия включает баритовую (барит-кварцевую) и барит-галенит-сфалеритовую парагенетические минеральные ассоциации. В процессе проводившихся исследований особое внимание автором уделялось изучению медносульфидных руд, возникших в соответствующую стадию минерализации. Как видно из рисунка 58, в первой кварц-гематит-хлоритовой стадии

развита пиритовая и гематит-пирит-кварцевая парагенетическая ассоциация; в пределах Цителсопельского месторождения к ней прибавляется пирротин. Очень редко в данной парагенетической ассоциации минералов получает развитие халькопирит, т. е. в первой стадии выделяются две равновесные парагенетические ассоциации:

$$Fe_{1-x}\ S—FeS_2 \text{ и } FeS_2—Fe_2O_3.$$

Температурный интервал первого равновесного парагенезиса, согласно работам П. Б. Бартона и Р. Г. Арнольда и др. (1966), может составить 200 — 325°С. С. В. Козеренко (1972) считает, что состав пирротинов и пирита зависит от окислительно-восстановительного потенциала системы в связи с изменением валентности компонентов.

Равновесный парагенезис $FeS_2—Fe_2O_3$ относится к трехкомпонентной системе Fe—O—S. Этот минеральный парагенезис образован, по всей вероятности, ниже 560°С. Автор, со своей стороны, приходит к выводу, что халькопирит в этой стадии сульфидной минерализации является неравновесным, чем и объясняется его подчиненное развитие.

На Маднеульском месторождении минеральные парагенезисы кварц-гематит-хлоритовой стадии сульфидной минерализации встречаются в самой нижней части разреза рудоносной толщи. В 1979 г. и ранее нами неоднократно наблюдалось пересечение кварц-гематит-хлоритовых прожилков минеральными ассоциациями медносульфидной стадии минерализации. Различные физико-химические условия и наблюдаемые прямые пересечения прожилков являются надежным основанием для самостоятельного выделения первой стадии минерализации.

Во второй кварц-пиритовой (колчеданной) стадии рудоотложения парагенетическую ассоциацию образуют пирит, бравоит, сульванит и кобальтин, т. е. здесь выделяется три двуминеральных равновесных парагенезиса: $FeS_2—Cu_3VS_4$, $FeS_2—(Fe, Ni)\ S_2$ и $FeS_2—CoAsS$.

Они представляют четыре-, пятикомпонентные системы, по которым экспериментальные данные фазовых соотношений отсутствуют. По Д. Аревадзе и др. (1979), гомогенизация и декрепитация первичных включений в колчеданных рудах (пирит, кварц) происходят при температуре 320—370°С. Этот интервал и должен быть принят температурным интервалом формирования второй медносульфидной стадии минерализации.

Основная масса рудного вещества выделяется в кварцево-сульфидной-карбонатной стадии минерализации. В этой стадии согласно данным Э. И. Кахадзе (1963) и наблюдениям автора, выделяются: сфалерит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-редкометальная, карбонат-гипсовая парагенетические ассоциации минералов. При этом кварц выделяется на протяжении всей стадии.

В пирит-халькопирит-редкометальном минеральном парагенезисе выявляются: двойные — $Au\ Te_2$ (калаверит), тройные фазы — Cu_5FeS_4

(борнит), $CuFe_2S_3$ (кубанит), $Cu_6Bi_4S_9$ (клапротит), $(Au, Ag)_2Te$ (петцит), Bi_2Te_2S (тетрадимит), четырех- и более компонентные фазы — $PbCuSbS_3$ (бурнонит), аляскаит $(Ag, Cu)_2$ $PbBi_4S_8$ и т. д. При этом борнит с халькопиритом и халькопирит с кубанитом образуют структуры распада твердых растворов, которые, как известно, возникают при температуре около 330°.

Висмутин, арсенопирит, клаусталит являются нехарактерными фазами для данной парагенетической ассоциации минералов. В связи с чем они установлены в единичных случаях разными исследователями, изучавшими полированные шлифы.

В карбонат-гипсовой минеральной ассоциации парагенетичны гипс, ангидрит, сидерит, доломит, выделенные из остаточных растворов при температуре около 90° (температура отложения из раствора гипса). Установленный контроль в размещении минеральных ассоциаций отдельных стадий минерализации сколовыми нарушениями, сопряженными с крутыми рудоконтролирующими разрывами, позволяет, следуя С. С. Смирнову (1937), наблюдаемые в пределах изучаемых месторождений подэтапы и стадии минерализации объяснить прерывистым поступлением порций растворов разного состава на фоне вспышек трещинообразования. Отмеченное же резнообразие в парагенетической группировке минералов в контурах рудных тел отдельных стадий объясняется изменением термодинамических условий минералообразования (температура, давление, концентрация тех или иных компонентов, изменение режима серы и кислорода, PH и Eh) за период полного проявления всей стадии минерализации по мере просачивания рудоносных растворов.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

На Маднеульском и Квемо-Болнисском рудных полях в распределении руд наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Горизонтальная зональность выражается в пространственном разобщении рудоносных блоков со свинцово-цинковыми рудными телами от медных. Первые из них находятся в СЗ частях рудных полей и ограничены разрывными нарушениями: 1) аз. пад. 352°, $< 80°$, 2) аз. пад. 143°, $< 75°$; 3) аз. пад. 320°, $< 80°$. Блоки с медными рудами находятся в центральной и ЮВ частях рудных полей и ограничены рудоподводящими нарушениями: 1) аз. пад. 175°, $< 80°$; 2) аз. пад. 308°, $< 80°$.

Вертикальная зональность выражается в несколько различном распределении руд отдельных стадий в разрезе. В блоках с барит-свинцово-цинковыми рудами минеральные комплексы барит-галенит-сфалеритовой стадии на глубине сменяются халькопирит-галенит-сфалеритовыми минеральными ассоциациями, а на участках развития медных руд кварцево-сульфидно-карбонатные ассоциации на глубине сменяются

рудами кварц-гематит-хлоритовой стадии. При этом между рудными телами, включающими минеральные ассоциации отдельных стадий, развиты пологие разрывные нарушения, сопряженные с крутопадающими разрывами и, очевидно, вызывавшими фильтрационный эффект в процессе рудоотложения.

В редких случаях происходит наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние и условия проявления первичной горизонтальной и вертикальной зональности осложняются: свинцово-цинковые руды залегают не только над медными рудами (Маднеули), но и под ними (Квемо-Болниси) (рис. 73).

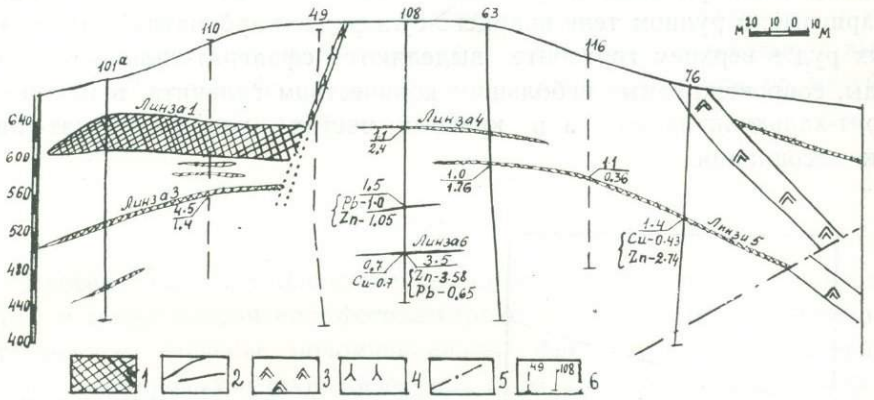


Рис. 73. Распределение руд по широтному разрезу Квемо-Болнисского месторождения. 1 — балансовые медные руды; 2 — балансовые свинцово-цинковые руды; 3 — роговообманковые дациты; 4 — порфириты; 5 — рудоконтролирующие нарушения; 6 — буровые скважины.

В. И. Бачалдин (1959), а затем В. И. Бачалдин и Г. А. Твалчрелидзе (1963) наблюдаемую горизонтальную и вертикальную зональность объясняют прерывистым развитием верхнемеловых вулканических процессов, считая, что понижение температуры, давления и изменение концентрации химических элементов происходило в растворах сульфатарно-фумарольного происхождения, поступающих из вулканов по мере их движения от центров в сторону периферии. Этим механизмом они объясняют наблюдаемые условия распределения руд как в целом по району, так и в пределах отдельных месторождений. При этом гематитовые, гематит-халькопиритовые и медно-свинцово-цинковые месторождения они относили к высоко-, средне- и низкотемпературным стадиям минералообразования. Однако установленные на Давид-Гареджском и на Мушиванском участках свинцово-цинковые и медноколчеданные руды не укладываются в рамки предложенной этими исследователями схемы зональности.

Проведенные исследования показали, что горизонтальная и вертикальная зональность на рассматриваемых месторождениях вызвана последовательным проявлением сдвиговых перемещений по основным разрывам в период триалетской орогенической фазы синхронно с поступлением порций рудоносных растворов разного состава (Смирнов, 1937).

Зональность в контурах рудных тел в распределении продуктов отдельных стадий выражается в смене по мощности и простиранию одной парагенетической ассоциации минералов другой. В частности, в баритсвинцово-цинковом рудном теле Маднеульского месторождения баритгаленит-сфалеритовые минеральные ассоциации в верхних горизонтах, а также в латеральном направлении переходят в баритовые и бариткварцевые; в рудном теле кварцево-сульфидно-карбонатной стадии медных руд в верхнем горизонте выделяются сфалерит-халько-пиритовые руды, сопровождаемые небольшим количеством галенита, в нижнем — пирит-халькопиритовые, а в краевых частях — кварц-карбонат-гипсовые ассоциации.

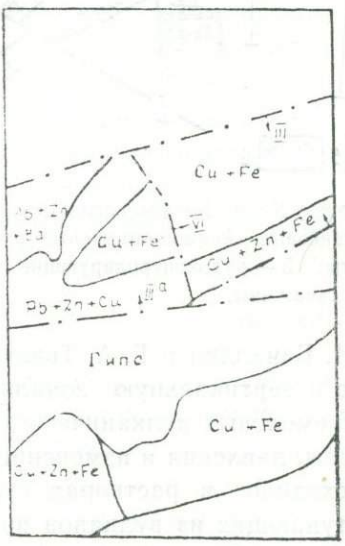


Рис. 74. Схема отражения зональности в плане по Квемо-Болнисскому месторождению. Пунктирная линия с точками — рудоконтролирующий разлом с соответствующим обозначением на диаграммах трещинной тектоники; сплошная кривая линия с надписью Cu, Fe, Pb, Zn — контуры рудных зон

Этот тип зональности нами рассматривается как зональность отложения, по Ю. И. Юилибину (1951), обязанная своим происхождением изменению физико-химических условий рудоотложения по мере просачивания конкретной порции рудоносных растворов.

В контурах медных рудных тел парагенетические ассоциации галенита и сфалерита большей частью залегают вблизи рудоподводящих нарушений. В данном случае зональное строение рудных тел развивается по отношению к рудоподводящему каналу.

Этот тип зональности, по В. И. Смирнову (1969), может быть отнесен к «фильтрационной зональности», обусловленной различной инфильтрационной способностью компонентов Pb, Zn, Cu проникать через толщу пород с резко контрастными значениями общей и эффективной пористости.

В целом же при сочетании всех типов зональности она сложно проявляется в латеральном направлении (рис. 74).

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

В данном разделе приводится краткая характеристика элементов примесей, развитых в рудах, приводятся данные по первичным и вторичным ореолам и освещаются некоторые вопросы, связанные с выявлением взаимоотношений главных металлов и элементов примесей в рудах и продуктах обогащения.

а) Элементы примеси

Проведенные полуколичественные спектральные анализы минералов и руд, а также выполненное фотоэлектрометрическое и отчасти атомно-абсорбционное изучение мономинеральных фракций рудных минералов рядовых, групповых и технологических проб помогло, наряду с ведущими компонентами, установить нахождение в рудах 14 элементов примесей, которые относятся к группе рассеянных (Ga, In, Tl, Se, Te, Cd), редких (As, Bi, V, Ni, Co, Mo) и благородных (Au, Ag) элементов. Кроме того, с ассоциацией рудных минералов связаны бор, бром, иод, по всей вероятности участвующие в переносе металлов гидротермальными растворами. Открытые в рудах элементы примеси установлены и в интрузивных породах, развитых в пределах месторождений. В этих образованиях установлено повышенное содержание: Sn, Ga, Ni, Mo, V, Cu, Pb, Zn, Ba, Cr, Au, Ag, Co (табл. 6), т. е. перечисленные элементы, как видно из изложенного, имеют в общем тождественный состав с элементами примесями, установленными в разных минералах. Конкретно по отдельным элементам наблюдается следующая картина:

Галлий входит в состав кварцевых альбитофиров, авгитовых порфиритов, дацитов, в также выявлен в галените и сфалерите, слагающими свинцово-цинковые руды.

Никель установлен в составе всех перечисленных магматических образований, а из сульфидов открыт в халькопирите и пирите, развитых в медносульфидных рудах.

Кобальт выявлен в составе кварцевых альбитофиров, порфиритов и дацитов, а из сульфидов повышенные его концентрации выявлены в пиритах.

Молибден встречается в крупнокристаллических пиритах медносульфидных руд, а из магматических образований — в роговообманковых дацитах.

Ванадий установлен в крупнокристаллическом пирите и халькопирите, образующих медносульфидные руды, а из интрузивных пород — в роговообманковых дацитах.

Мышьяк выявляется в составе халькопирита, пирита и сфалерита из медносульфидных руд; в магматических образованиях спектральным анализом повышенное содержание мышьяка не устанавливается.

Германий отчетливо связан со сфалеритом свинцово-цинковых руд.

Кадмий установлен в сфалерите и галените обоих типов руд.

Селен, теллур, висмут обладают повышенным содержанием (особенно) в халькопирите медносульфидных руд.

Индий входит в состав халькопирита и пирита медносульфидных руд и сфалерита обоих типов руд.

Таллий выявлен особенно отчетливо в сфалерите, пирите и марказите свинцово-цинковых руд.

Золото устанавливается в халькопирите и пирите, входящих в состав медносульфидных руд, а также в сфалерите и пирите свинцово-цинковых руд.

Серебро установлено в халькопирите, пирите и сфалерите из медносульфидных руд, а также в сфалерите, пирите, галените, марказите, слагающих свинцово-цинковые руды.

б) Эндогенные ореолы

Рудные тела изучаемых месторождений в основном являются скрытыми, не выходящими на дневную поверхность, и они окружены первичными ореолами, обогащенными основными рудослагающими элементами. В составе эндогенных ореолов участвуют все рудослагающие элементы, но из них индикаторами скрытого оруденения являются: Cu, Zn, Pb, Mo, Co, Ba, As и редко Ag (Квемо-Болниси). При этом эндогенные ореолы медносульфидных и свинцово-цинковых руд по составу в общем сходны и отличаются наличием в составе первых ореолов Co и в составе вторых ореолов Pb, Zn и рудных тел бария. По другим показателям ореолы обоих типов руд отличаются в основном соотношениями концентраций и продуктивностей элементов индикаторов, т. е. комплексных ореолов. В частности комплекс ореолов Zn + Pb + Ba характерен для скрытых свинцово-цинковых рудных тел, а комплексный ореол — Cu + Mo + + Co типичен для медносульфидных руд (рис. 75).

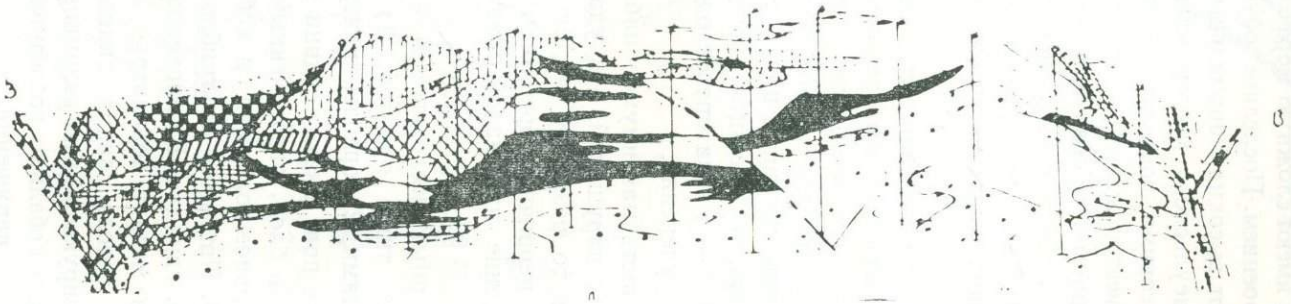


Рис. 75. Комплексный эндогенный ореол Маднеульского месторождения в продольном разрезе (по Пурику и др., 1969; условные обозначения см. на рис. 76).

Изложенное позволяет заключить об имевшем место двуподэтапном (двустадийном) процессе образования первичных ореолов рассеяния.

Эндогенные ореолы имеют сложную морфологию, характеризуясь лентовидно-полосчатым строением. Последнее обусловлено различной концентрацией элементов от высоких аномальных до почти фоновых. Ореольные «полосы» Маднеульского месторождения характеризуются большой мощностью и высокими концентрациями элементов индикаторов, а Квемо-Болнисского месторождения — небольшой шириной (20—70 м) и низкими концентрациями. Первичные ореолы с концентрациями элементов Сф. E^2 и выше здесь редки. Фоновые и минимально-аномальные значения содержания в разных породах вулканогенной толщи Квемо-Болнисского и Маднеульского месторождений приводены в процентах Пуриком и др. (1969).

Самыми широкими и интенсивными ореолами обладает медь в связи с медносульфидными рудными телами. Полное выклинивание ореолов меди на глубину и в восточном направлении от месторождения пока не установлено ни для одного месторождения; самые интенсивные и мощные ореолы свинца и цинка развиваются над свинцово-цинковыми рудными телами. В общем эндогенное ореольное поле по вертикали и в плане в 2 — 4 раза превосходит площади распространения промышленного оруденения.

Повышенная плотность максимумов наблюдается около рудоконтролирующих разрывных нарушений, а в удалении от них содержание элементов индикаторов то резко, то постепенно снижается. Отсюда можно заключить, что первичные ореолы имеют диффузионно-инфильтрационное происхождение при малой значимости диффузионной составляющей.

На основе структурных исследований мы выделили (Ткемаладзе, 1974) два структурных типа ореолов: 1) ореолы, контролируемые разрывными нарушениями, 2) ореолы, контролируемые дайками.

Основное ореольное поле цинка, свинца и бария первого структурного типа вписывается в блок, ограниченный разрывными нарушениями $III^{а}$, $III^{ад}$, $III^{ав}$, а ореольное поле меди и кобальта ограничивается разломами III, $III^{ад1}$ и VI. При этом внутриблоковое распределение первичных ореолов цинка, свинца и Ва происходит по системам нарушений $III^{ад1}$, $III^{ав}$, а ореолов меди и кобальта — III^{1}, III^{2}, VI, VII и редко $III^{ад1}$ и $III^{ав}$. В общем ореолы свинца, цинка и бария проявляют более тесную связь с контролирующими их разрывными нарушениями, по сравнению с ореолами меди и кобальта; последние иногда распространяются на большие расстояния от нарушений.

Химический состав и физико-механические свойства вмещающих пород оказывают большое влияние на пространственное распределение ореолов первого структурного типа и на их морфологию, в общем

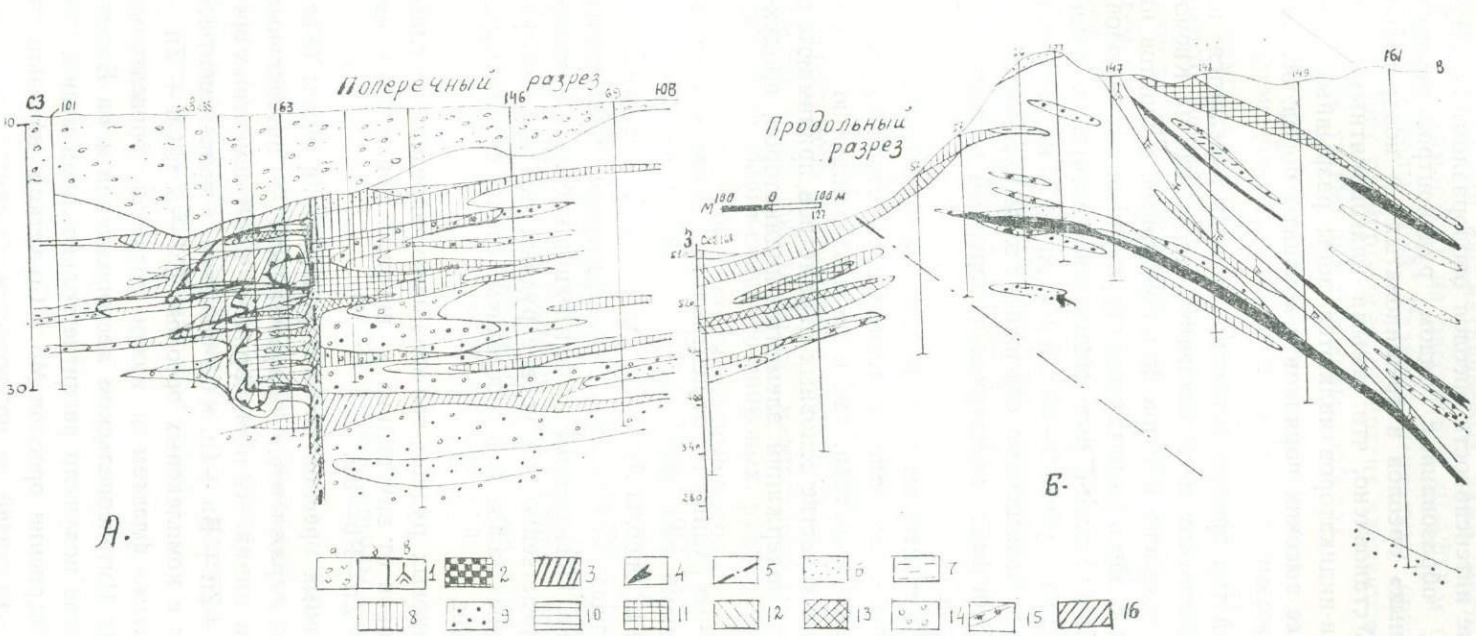


Рис. 76. А — комплексный эндогенный ореол Цителсопельского месторождения (по Пурику и др., 1969). Б. — комплексный эндогенный ореол Квемо-Болнисского месторождения (составлен автором). 1 — а) аллювиально-пролювиальные отложения; б) туфы и туфобрекчии альбитофиров, кварцевых альбитофиров; в) роговообманковые дациты; 2—4 руды: 2— барит-свинцово-цинковые; 3 — медно-цинковые; 4 — медные; 5 — разрывные нарушения; 6 — 13 — ореолы: 6—Cu, 7 — Zn, 8—Pb, 9—Co, 10— Cu+Zn (Маднеули) или Cu+Zn+Mo (Цителсопели); 11—Cu+Zn+Pb (Маднеули) или Zn+Pb+Co+Mo (Цителсопели) или же Zn+Pb (Квемо-Болниси) 12—Zn+Pb+Ba (Маднеули, Квемо-Болниси); 13—Cu+Zn+Pb+Ba (Маднеули, Квемо-Болниси) или Cu+Zn+Pb+Co+Mo (Цителсопели); 14—Mo; 15—Ba и 16—Cu+Co+Mo

приближающуюся к морфологии рудных тел. Это подтверждается уменьшением по глубине интенсивности ореолов околоразломных (Пурик и др., 1969) зон, образованием рядом рудоконтролирующих разломов «столбообразных» ореолов в трещиноватых и ноздреватых вторичных кварцитах. Установлено, что самыми благоприятными для концентрации элементов-индикаторов являются зоны разрывных нарушений третьего и более высоких порядков и контакты пород, осложненные разрывами.

Первый структурный тип ореолов особенно хорошо выделяется на Маднеульском и Цителсопельском месторождениях, тогда как на Квемо-Болнисском отчетливо проявлено влияние даек порфиритов и дацитов на распределение ореолов, т. е. здесь развит второй структурный тип ореолов. Однако по зонам трещиноватости в роговообманково-биотитовых дацитах (данные скважины 82 на глубине 0—60 м и скважины 70 на глубинах 0—8, 24—38 м) выявлены повышенные содержания элементов-индикаторов — Cu, Pb, Co, Ag. Этот факт подтверждает дорудный возраст данной разновидности дацитов.

Первичные ореолы характеризуются зональным строением, что выражается в закономерном изменении основных параметров как в отношении рудных тел разного состава, так и по месторождению в целом (рис. 76). При этом в качестве основных параметров принимаются: содержания и отношения содержаний элементов-индикаторов, продуктивность ореолов.

Около медносульфидных рудных тел от центральных их частей к внешним наблюдается следующий ряд зонального распределения элементов: Co—Mo—Cu—Zn—Pb; ореолы Ag и As тяготеют к внешним зонам. В надрудных толщах максимальные концентрации выявляются для меди, свинца и цинка. Повышенные концентрации кобальта и молибдена выявляются непосредственно на уровне рудных тел и в подрудной толще медносульфидных залежей, в последнем случае среди кварц-хлоритовых метасоматитов.

Около свинцово-цинковых рудных тел зональное рапределение главных элементов-индикаторов от внутренних к внешним зонам представлено следующим рядом: Zn—Pb—Ba.

Зональность эндогенных ореолов по месторождению в целом (Квемо-Болниси, Маднеули) выражается в приуроченности — интенсивных моноэлементных ореолов цинка, свинца, бария и полиэлементных ореолов: Pb + Zn + Ba; Pb+Zn + Ba + Cu к СЗ флангам, а моноэлементных ореолов: Cu, Mo, Co, As и комплексных ореолов: Cu + Zn; Cu + Zn + +Co + Mo — к восточным флангам и низам разрезов, проведенных через месторождения. На Цителсопельском месторождении и на Баличском рудопроявлении, где получили развитие только лишь медносульфидные рудные тела, в строении ореолов Mo и Co четкой зональности в пределах рудоносных площадей не наблюдается.

Исследованиями Д. Г. Джавахидзе, Б. А. Судова (1979) под и над рудными телами рассматриваемых нами месторождений и рудопроявлений (Тамариси) на расстоянии 40—200 м были установлены первичные ореолы йода. Размеры первичных ореолов йода значительно превосходят размеры ореолов других элементов-индикаторов, что должно быть учтено при поисковых работах.

Прямая пропорциональная зависимость содержаний и концентраций элементов-индикаторов в ореолах от содержаний металлов в рудах и размеров рудных тел не наблюдается. Аргументы: 1) наличие высокого аномального содержания Pb и Zn над медносульфидными рудными телами, в то время как в самих рудных телах содержание этих элементов часто приближается к фоновым; 2) промышленное оруденение сопровождается более низкими концентрациями элементов-индикаторов, чем непромышленное (Квемо-Болниси); 3) по распространению в плане комплексный ореол Маднеульского месторождения (Cu+Zn+Pb+Mo+ + Co) в два раза уступает комплексному ореолу Квемо-Болнисского месторождения и т. д.

Связь рудных тел и ореолов характеризуется, кроме того, пространственным расположением ореолов в отношении рудных тел. Здесь выделяются нормальные и смещенные ореолы. Нормальный ореол образует медь в отношении медносульфидных тел (т. е. эпицентром ореолов меди оказываются медносульфидные тела), а Ba, Pb — в отношении барит-свинцово-цинковых рудных тел. Остальные элементы-индикаторы образуют смещенные ореолы.

Характер связи ореолов и рудных тел затрудняет поиски по эндогенным ореолам промышленной минерализации даже при наличии комплексного ореола (содержащего все основные элементы-индикаторы: Cu, Zn, Pb, Ba, Co, Mo) и сжатых совмещенных зональных колонок, возможно являющихся результатом наложения друг на друга подэтапов минерализации (медносульфидного и свинцово-цинкового), не всегда дававших промышленные концентрации руд.

в) Вторичные ореолы

Над рудной минерализацией в почвах и рыхлых отложениях почти на всех месторождениях и рудопроявлениях района устанавливаются экзогенные (вторичные) ореолы рассеяния, которые изучаются с 1951 г. (Маевой, 1952; Комаров, 1957; Купарадзе и др., 1958—1960 гг.; Баранов и др., 1966; Пурик и др., 1969).

Элементный состав ореолов в почвах тождественен элементному составу в эндогенных ореолах на уровне эрозионного среза, что говорит об определенной их связи. Распределение и соотношение же элементов-индикаторов в экзогенных ореолах, кроме первоисточника, зависит также от поведения элемента-индикатора в зоне гипергенеза и геолого-струк-

турных особенностей участка месторождения. По И. А. Пурику и др. (1969), на Маднеульском месторождении медь в горизонтах А (гумусовый) и В (аллювий) образует экзогенные ореолы над зоной скрытого оруденения и около выходов рудных тел. При этом внешние контуры экзогенных и эндогенных ореолов (на уровне эрозионной поверхности) меди почти совпадают и между содержаниями меди в горизонтах А и В и в коренных породах устанавливается корреляционная связь. Экзогенные ореолы свинца развиваются в горизонтах А, В, С (делювий) над выходами рудных тел и эндогенных ореолов, значительно преобладая над последними по площади. Устанавливается корреляционная связь между содержаниями свинца в горизонте А и в коренных породах.

Экзогенный ореол цинка шире по сравнению с эндогенным и распределяется равномерно (т. е. для цинка не существует корреляционная связь) по всей площади месторождения, что объясняется интенсивной миграцией цинка в зоне гипергенеза. Именно последним фактором объясняется резкое преобладание и широкое развитие экзогенных ореолов меди и цинка в сравнении с экзогенными ореолами менее подвижного свинца на поверхности Квемо-Болнисского месторождения. На Квемо-Болнисском месторождении установлены также мелкие экзогенные ореолы кобальта и молибдена.

На состав и размер экзогенных ореолов большое влияние оказывает мощность почв и рыхлых отложений: при мощности 3 или 5 метров качественный состав экзогенных ореолов соответствует составу эндогенных ореолов; при мощности же 5—10 м ореолы имеют обедненный состав, низкую интенсивность (Ca_1—Ca_2) и малые размеры (уч. Баличи); при больших мощностях—200 м (Цителсопельское месторождение) экзогенные ореолы с большим трудом отражают характер эндогенной минерализации и их образование обусловлено обновленными системами разрывных нарушений и дренирующими в почвах и рыхлых отложениях водами.

Вообще крутопадающие разрывные нарушения: мак. III^a, III и VI совместно с сопряженными системами нарушений (см. гл. IV) играют определяющую роль, среди других факторов, в пространственном размещении экзогенных ореолов над промышленными рудами. Однако вдоль разрывных нарушений экзогенные ореолы иногда продвигаются на значительные расстояния, совершенно отрываясь от своего первоисточника и образуя вытянутые узкие ореольные зоны, не имеющие под собой «рудных» оснований (рис. 77).

По исследованиям И. А. Пурик и др. (1969), основные элементы-индикаторы медносульфидного оруденения присутствуют в почве в подвижной форме (5—40 % от их валового количества) и минеральном виде; экзогенные ореолы в основном происходят из эндогенных и закреплены над ними, при этом органическое вещество более прочно связывает медь и цинк, чем глинистое вещество и гидроокислы железа и алюминия аллювиальных горизонтов. Следовательно, была предложе-

на почвенно-геохимическая съемка как основной метод поисков скрытого оруденения в условиях района. При этом представительным горизонтом опробования почв рекомендовался горизонт А, а представительной гранулометрической фракцией почв — фракция 1 мм или 0,25 мм (последняя при мощности рыхлых отложений более 10 м).

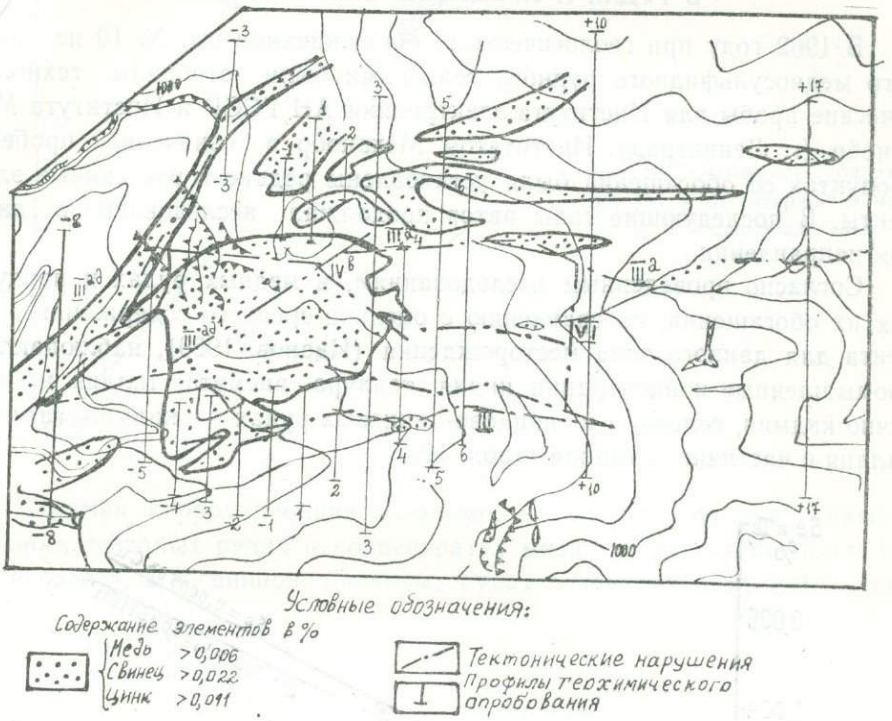


Рис. 77. Комплексный ореол Cu+Zn+Pb в почвах Маднеульского месторождения (по Пурику и др., 1969).

Однако наличие рудных тел и эндогенных ореолов, не доходящих до эрозионной поверхности, солевая природа экзогенных ореолов и расчлененность рельефа, влияние разрывных нарушений и гипергенных процессов на распределение экзогенных ореолов говорит о том, что степень связи экзогенных и эндогенных ореолов не так «велика» и поиски эндогенной минерализации по экзогенным ореолам не всегда приведут к положительному результату.

Выводы: 1) проведенные геохимические исследования имеют опытно-методический характер и поиски рудных тел по ореолам рассеяния могут дать положительные результаты лишь при всестороннем анализе геолого-структурной позиции ореолов рассеяния; 2) структурно-литологические условия образования оруденения, эндогенных ореолов и частично экзогенных ореолов одинаковы; 3) наличие ореолов рассеяния в дацитах подтверждает дорудный возраст дацитов, и они могут быть использованы в качестве дополнительного обосновыва-

ющего материала для прослеживания рудоконтролирующих структур по дацитам или другим жильным образованиям (рис. 37).

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЛАВНЫХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДАХ И ПРОДУКТАХ ОБОГАЩЕНИЯ

В 1962 году при геологическом обслуживании шт. № 10 из первого медносульфидного рудного тела нами были отобраны технологические пробы для Института электроники АН ГССР и Института Механобр (г. Ленинград). Институтом Механобр в означенной пробе и продуктах ее обогащения были установлены редкие и рассеянные элементы. В последующие годы автор продолжал исследования в данном направлении.

Согласно проведенным исследованиям, в медных рудах и продуктах их обогащения, по сравнению с оценкой среднего содержания элемента для данного типа месторождения (Иванов, 1969), наблюдаются промышленные концентрации индия, теллура, висмута, таллия и частично кадмия, селена, а в свинцово-цинковых рудах — кадмия, галлия, таллия и частично германия (табл. 19).

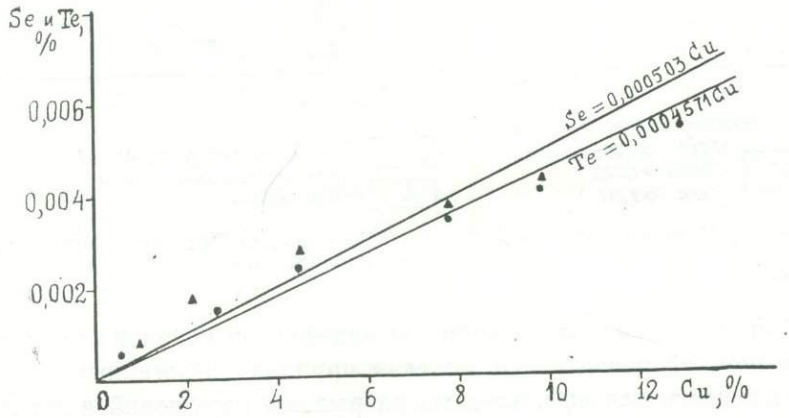


Рис. 78. Зависимость содержаний Se,% и Te,% от содержания меди Cu, % в медносульфидных рудах

По В. В. Иванову, средние содержания элементов в минералах следующие: в халькопирите—теллур 14 г/т, таллий 27 г/т, кадмий 20 г/т; пирите—теллур 12 г/т, таллий 5 г/т; галените—таллий 14 г/т, галлий 18 г/т; сфалерите-индий 6 г/т, кадмий 2040 г/т, таллий 8 г/т, галлий 18 г/т.

Для выявления конкретных соотношений нами были составлены графики корреляционной зависимости (табл. 20, рис. 78, 79, 80) между содержаниями главных элементов и элементов-примесей. Устанавливается, что в медносульфидных рудах висмут, селен, теллур обнаруживают прямую корреляционную зависимость от содержаний меди, эмпи-

рически выражаясь соответственно формулами: Se=0,000503 Cu; Te= =0,000457 Cu; Bi=0,000992 Cu. Примерно такая же зависимость между указанными элементами выявляется в медных концентрациях.

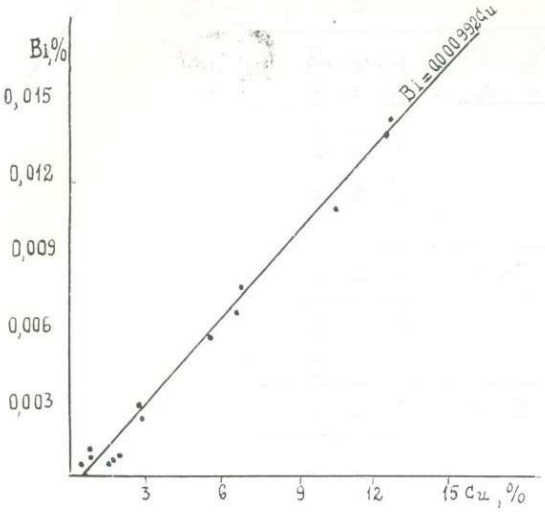


Рис. 79. Зависимость содержания Bi, % от содержания меди Cu, % в медносульфидных рудах.

Прямая корреляционная зависимость устанавливается также в медносульфидных рудах и концентратах меди между содержанием меди и золота, а в свинцово-цинковых рудах и концентратах цинка меж-

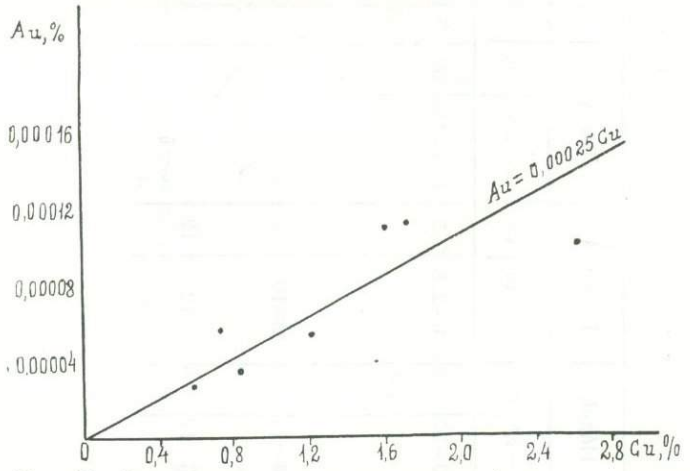


Рис. 80. Зависимость содержания золота Au,% от содержания меди Cu,% в медносульфидных рудах.

ду содержанием цинка и кадмия. Характерно, что в последних взаимоотношениях нами использованы результаты атомно-абсорбционного анализа, произведенные по представленным нами пробам физико-химической лабораторией ИМГРЭ АН СССР.

Выявленные корреляционные зависимости имеют практическое

Таблица 19

Результаты анализа редких и рассеянных металлов в рудах и концентратах Маднеульского месторождения

Наименование руд и продуктов обогащения	Содержание в г/тн															
	Индий		Германий		Висмут		Селен		Теллур		Таллий		Кадмий		Галлий	
	от—до	ср.	от—до	ср.	от—до	ср.	от—до	ср.	от—до	ср.	от—до	ср.	от—до	ср.	от—до	ср.
Медносульфидная руда	0,0—27	13	2,4—2,6	2,5	0.0—135	50	0,0—60	23	0,0—55	22	20—130	75	20—40	30		
Медный концентрат		100					23—40	31	22—50	36		27				
Пиритный концентрат		28				25				31		27				
Свинцово-цинковая руда	0,0—14	6	2—10	6			0—50	25		6	17—43	30	300—420	360	12—100	56
Свинцовый концентрат								15		10		48	280—340	300	12—98	55
Цинковый концентрат	0,0—12	6	12	12			сл.	сл.	сл.	сл.	10—58	15	2000—2400	2200	10—540	250

Таблица 20

№ п/п.	Место взятия	Наименование породы (руды), составляющую пробу	Содержание компонентов, %							
			Cu	Pb	Zn	S	Au	Ag	Cd	In
1	Маднеульский карьер	Медносульфидная руда	0,72	0,21	0,12	6,3	0,000057	0,00064	0,0018	0,00013
2	„	„	0,57	0,23	0,03	7,2	0,000029	0,00044	0,0021	0,000027
3	„	„	0,82	0,53	0,03	7,0	0,000035	0,00039	0,0014	0,00003
4	„	„	1,2	0,25	0,06	3,9	0,000054	0,00078	0,0012	0,000019
5	„	„	1,72	0,24	0,2	7,62	0,00011	0,0016	0,0018	0,00001
6	„	„	1,6	0,16	0,1	8,38	0,000099	0,0017	0,0017	0,000002
7	„	„	2,62	0,44	0,18	11	0,000098	0,0019	0,0014	0,000003

значение и могут быть использованы Маднеульским ГОКом при финансовых расчетах с потребителями, поскольку, определяя содержание меди в концентрате, можно по указанным графикам судить о содержаниях редких элементов.

Таким образом, из медносульфидных и свинцово-цинковых руд, наряду с главными должны быть извлечены ряд других компонентов (Au, Ag, Se, Te, In, Ga, Tl и др.) и поэтому эти руды по существу являются многометальными (Ткемаладзе, 1974).

Маднеульский ГОК выпускаемые концентраты меди и свинца поставляет Алавердскому ГМ заводу, который из медных концентратов извлекает медь, серу, драгоценные металлы, селен и теллур, а другие компоненты концентрируются в пыли и складируются (лучше было бы отсылать на рафинированные заводы). Содержание селена и теллура в концентратах не определяется и следовательно данные о степени их извлечения при металлургических переделах отсутствует.

Таким образом, сырье частично используется комплексно, но полное комплексное использование пока не налажено, и часть спектра редких и рассеянных металлов теряется. С этим вопросом тесно переплетается вопрос оплаты заказчиками за содержание редких и рассеянных элементов.

По существующим прейскурантам из редких и рассеянных элементов оплачивается только Cd в цинковых концентратах. В этом случае геолого-разведочные организации считают целесообразным проводить дорогостоящие анализы на другие элементы в ограниченном количестве, что сказывается на подсчете запасов и в конечном счете на степени оценки месторождения. С другой стороны, редкие и рассеянные элементы играют огромную роль в развитии современной техники — Ga используется в транзисторах и других электронных приборах. GaAsP применяются в эпитаксильных слоях для красных СИД, в эпитаксильных слоях—в фотодиодах, в эпитаксильных слоях—для оранжевых и желтых СИД; GaAs — в микроволновых приборах. Ga стал фаворитом науки и техники, в некоторых случаях заменяет дефицитного In.

In потребляется в припоях и сплавах, подшипниках, исследовательских работах, электрических лампах, полупроводниках и других областях науки и техники. Мировые промышленные запасы In всего составляют 1300—3400 т. Cd употребляется: в гальванопокрытиях, красителях, керамике, пластмассах, сплавах, батареях. Cd—покрытия более устойчивы в морской воде, при контакте с Al, в щелочных условиях. В связи со специальным применением этот металл в данный момент в США считается стратегическим.

Bi потребляется в фармацевтических препаратах, производстве черных металлов и Al, а также в производстве инструментальных сталей и висмутовых катализаторов. Центры производства металла приближаются к сырьевым источникам. В основном выпускаются и эксплуатиру-

ются рафинированный Bi и только частично Pb — Bi (Коган, 1979). Сырьем для Bi за границей служат медносульфидные и свинцово-цинковые руды. По Bi мировые промышленные запасы определены в 65 тысяч тонн.

TI потребляется в электронике, фармацевтической промышленности, легкоплавких сплавах, низкотемпературных термометрах, ртутных лампах, ИК приборах и т. д. Он ядовитый металл. Запасы таллия за рубежом во всех сульфидных рудах доходят до 1100 тонн. Те применяется: при легировании чугуна и стали; в химической промышленности, ИК-детекторах, черной металлургии и других отраслях.

Германий применяется в электронике, производстве стекла, керамике, пигментах, а также в химической промышленности, ксерографии и для питания и лечения птиц, животных и людей. Вот таким является неполный перечень отраслей техники, в которых применяются редкие и рассеянные элементы, установленные в рудах Маднеульского месторождения. Из изложенного становится очевидной необходимость реального учета запасов и разработки технологических методов попутного извлечения редких и рассеянных элементов.

Судя по приведенной таблице и другим материалам, редкие и рассеянные элементы на Маднеульском месторождении распределены крайне неравномерно, и содержание их характеризуется большим разбросом.

Распределение упомянутых элементов всецело зависит от установленной нами горизонтальной и вертикальной зональности, проявленной в рудах, и особенно повышенные их концентрации возможны вдоль рудоподводящих и рудораспределяющих разрывных нарушений (Ткемаладзе, 1974).

В связи с этим подсчет запасов редких и рассеянных элементов в дальнейшем следует производить по типам руд. При этом средние содержания и мощности рекомендуется вычислять (для каждого подсечения и блока запасов) только лишь на основе достоверных анализов рядовых или же групповых проб, содержащих примерно одного ряда процентные величины содержания главных минералов.

При допущении равномерного распространения на весь объем руд средних значений по содержанию редких и рассеянных элементов отдельных технологических проб запасы упомянутых элементов окажутся завышенными.

В вопросе комплексного использования руд Маднеульского месторождения, наряду с вышеизложенным, важное значение имеют также степень концентрации редких и рассеянных металлов в продуктах обогащения руд и способы их извлечения.

ГЛАВА VI

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ

Рассмотренные месторождения размещаются в пределах близширотной рудоносной полосы, приуроченной к сфере влияния глубинного разлома того же простирания, закартированной в пределах центральной части Маднеульско-Поладаурской рудоносной зоны (Надирадзе, Назаров, 1962). По генетическим и рудоконтролирующим признакам в упомянутой рудоносной полосе выделяются: Квемо-Болнисское, Маднеульское, Дарбазское и Саркинетское рудные поля, на площадях их развития обнажаются: вулканогенно-осадочные породы верхнего мела, предверхнеэоценовые дациты и разные продукты гидротермальной переработки пород (рис. 81).

Структурно-геологическая позиция перечисленных полей обусловлена: 1) наличием близширотных сквозных разрывов; 2) развитием складок тектонического происхождения верхнемелового и досреднеэоценового возраста; 3) распространением массивов изверженных пород, отдельные из которых (дациты) находятся в структурной связи с оруденением. Характеризуемые месторождения находятся в Маднеульском, Квемо-Болнисском рудных полях и они получили название идентичные с рудными полями. Квемо-Болнисское месторождение тяготеет к пересечению близширотного и меридионального региональных разломов, Маднеульское — к пересечению близширотного регионального разлома со складкой СЗ простирания, а Цителсопельское месторождение сформировалось в разрывах, получивших развитие между параллельными разломами близширотного простирания.

Складки близширотного простирания в размещении медных и свинцово-цинковых месторождений существенной роли не играют. Складки СЗ простирания оказывают определенное влияние на размещение оруденения, поскольку в их шарниры внедрились массивы кварц-кератофирового и кварц-порфиритового состава. Завершилась магматическая деятельность проникновением растворов, обусловивших окварцевание вмещающих пород. В складках, вытянутых на северо-запад, картируются куполовидные поднятия, вызванные ундуляцией их осей. Выявляются также складки близширотного и северо-западного направлений (Квемо-Болниси), оси которых пересекаются между собой.

Все упомянутые складки подвергнуты деформациям с развитием пликативных структур, что привело к интенсивной трещиноватости и повышению коллекторных свойств слагающих их пород.

Структура отдельных месторождений и рудных тел в основном определяется сложным сочетанием элементов складчатых форм, разрывных нарушений и даек интрузивных пород, а также нахожде-

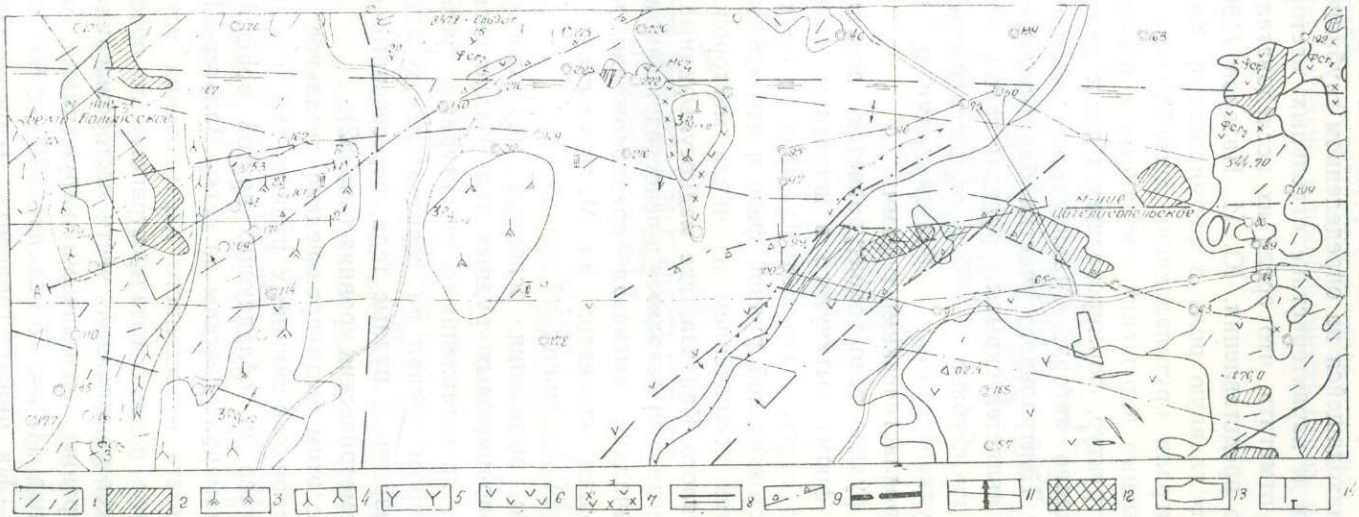


Рис. 81. Структурно-литологическая схема Квемо-Болнисского рудного поля. 1 — туфы; 2 — окварцованные породы и вторичные кварциты участками золотоносные; 3 — роговообманково-биотитовые дациты; 4 — роговообманковые дациты; 5 — порфириты; 6 — альбитофиры; 7 — кварцевые альбитофиры; 8 — рудоконтролирующие сдвиги (макс. III и III^{а}); 9 — тектонические нарушения; 10 — глубинные разломы; 11 — оси атиклиналей; 12 — штокверк; 13 — рудный контур (Цителсопели); 14 — линия разреза

нием в разрезе пород, способных играть роль малопроницаемых экранов для поступивших снизу рудоносных растворов в зону рудоотложения, находящейся на определенном глубинном уровне.

Переходя к характеристике отдельных месторождений и рудных тел, следует отметить, что среди их исследователей пока не сложилось единого представления. Ю. И. Назаров (1966) пришел к заключению, что главную роль в формировании Маднеульского месторождения сыграли крутопадающие дугообразные и пологие межпластовые разрывные нарушения, связанные с образованием криптовулканических структур, формировавшихся после диагенеза меловых отложений. Согласно автору, «Маднеульское месторождение расположено к югу от Центрального участка барит-полиметаллического месторождения и является скрытым рудным телом, залегающим почти горизонтально на глубине 30—85 м от поверхности под наносами, различными вулканогенными образованиями и рудоэкранирующими смятыми витрокластическими туфами.

Главное рудное тело оконтуривается дорудными сбросами и в плане имеет форму вытянутого в широтном направлении треугольника». Автор считает, что медносульфидное оруденение сформировалось в самостоятельной рудной фазе и что «Маднеульское месторождение является исключением из числа месторождений колчеданной формации Малого Кавказа, где медносульфидные и барит-полиметаллические рудные тела находятся в непосредственном контакте».

В. И. Бачалдин высказал предположение, что основным рудоконтролирующим элементом на Маднеульском месторождении являлся «древний вулканический купол».

С целью выявления основных морфологических особенностей барит-свинцово-цинковых рудных тел Маднеульского месторождения и наглядного представления о структурных условиях их локализации автор спроектировал на горизонтальную плоскость рудоконтролирующие разрывы и рудные тела, пересеченные скважинами на различных гипсометрических уровнях (рис. 82).

Наряду с этим было произведено детальное картирование пластообразных свинцово-цинковых рудных тел и контактов рудных тел того же состава, но обладающих другой морфологией. Данные произведенных замеров нанесены на сетку Вальтер-Шмидта.

В результате проведенного картирования установлено, что свинцово-цинковые рудные тела пространственно обособлены от медных и находятся в северо-западной части месторождения. Они ограничиваются по простиранию разрывными нарушениями: аз. пад. 352°, $< 80°$ (сдвиг) и аз. пад. 143°, $< 75°$; аз. пад. 320°, $< 80°$ (сопряженные со сдвигом взбросы). На нижних горизонтах (гипсометрическая отметка 980 м) удалось закартировать главные жилообразные рудные тела, простирание которых строго совпадает с элементами залегания ограничивающих разрывов. Горизонтальный срез рудных тел, проведенный гипсометри-

чески выше на 30—40 м, показывает, что на этом уровне получили развитие клинообразные рудные столбы, ограниченные разрывами. В формировании этих столбов определяющую роль сыграла интенсивная трещиноватость, а следовательно, и проницаемость пород, примыкающих к этим разрывам.

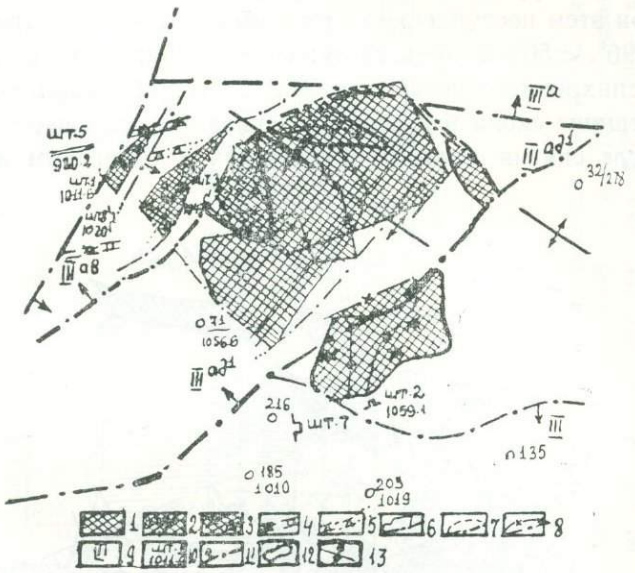


Рис. 82. Схема расположения элементов структур и оруденения на горизонтах штолен: №№ 1, 2, 3, 4, 5 и 8 в последовательности от нижних горизонтов к верхним (северо-западная часть Маднеульского месторождения). 1 — балансовые медно-барито-свинцово-цинковые руды; 2 — окисленные свинцово-цинковые руды с баритовой сыпучкой; 3 — барито-свинцово-цинковые руды; 4 — рудоконтролирующие разломы и рудные жилы на горизонте шт. № 5; 5 — рудоконтролирующие разломы и рудные жилы на гориз. шт. № 1; 6 — рудоконтролирующие разломы и рудные блоки на гориз. шт. № 8; 7 — рудоконтролирующий разлом и рудный блок на гориз. шт. № 3; 8 — рудоконтролирующие разломы и рудные блоки на гориз. шт. № 2; 9 — максимум, соответствующий рудоконтролирующему разлому на диаграммах трещинной тектоники; 10 — абсолютная высота устья и номер штольни; 11 — разлом; 12 — контуры выходов руд на поверхности; 13—ось антиклинали.

Еще выше, в замковой части Зураб-Набакребской антиклинали и на ее крыльях, свинцово-цинковое оруденение представлено пластообразными и линзообразными телами, ограниченными в висячем боку близсогласными со слоистостью вмещающих пород пологими разрывами. Этот горизонт характеризуется развитием благоприятных по своим физико-механическим свойствам вторичных кварцитов, подвергнутых интенсивной трещиноватости (рис. 35).

В целом рудораспределяющими и рудовмещающими структурными элементами являются сопряженные с упомянутыми выше взбросами системы трещин и более крупных разрывных нарушений, характеризующихся следующими элементами залегания: аз. пад. 320°,< 50°; аз. пад. 130°, <30° и аз. пад. 190°, < 50°. Все перечисленные выше разрывные нарушения возникли в результате при сдвиговых перемещениях (правый сдвиг) вдоль главного рудоподводящего разрыва, обладающего аз. пад. 352°, < 80°. При этом поступление рудоносных растворов в трещины отрыва (аз. пад. 190°, <50°) и зоны растяжения, сопряженные со сдвигами, происходило синхронно с перемещениями соответствующими правому сдвигу, а в трещины скола растворы просачивались в процессе их приоткрывания после снятия усилий, приводящих к сдвиговым перемещениям.

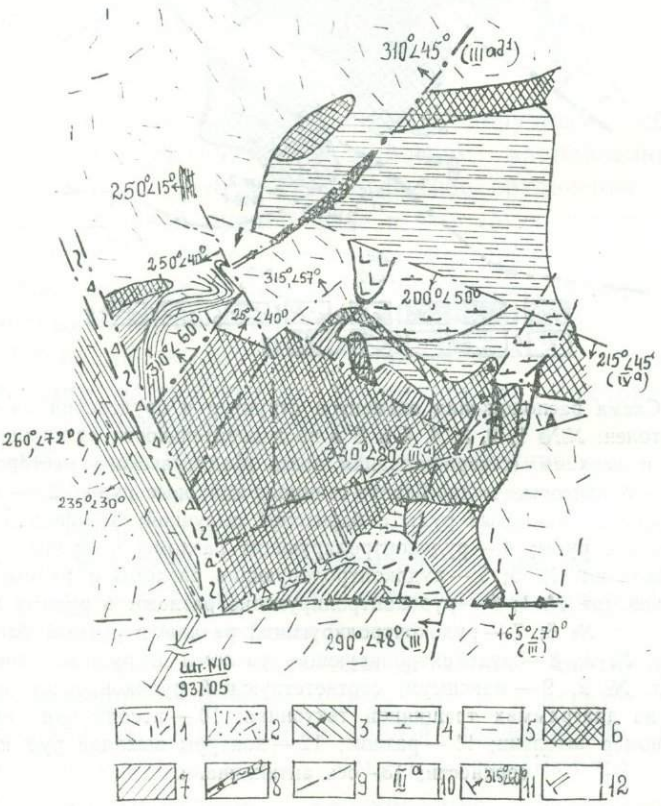


Рис. 83. Погоризонтный геологический план шт. № 10 (Маднеульское месторождение). 1 — туфы; 2 — туфопесчаники; 3 — слоистые туфы; 4 — светло-серые кварциты; 5 — белесоватые кварциты; 6 — балансовая медносульфидная руда; 7 — забалансовая медносульфидная руда, 8 — дорудные (рудоподводящие) нарушения; 9 — дорудные нарушения; 10 — соответствующий номер максимума на диаграммах трещинной тектоники; 11 — азимут падения и угол падения; 12 — горные выработки.

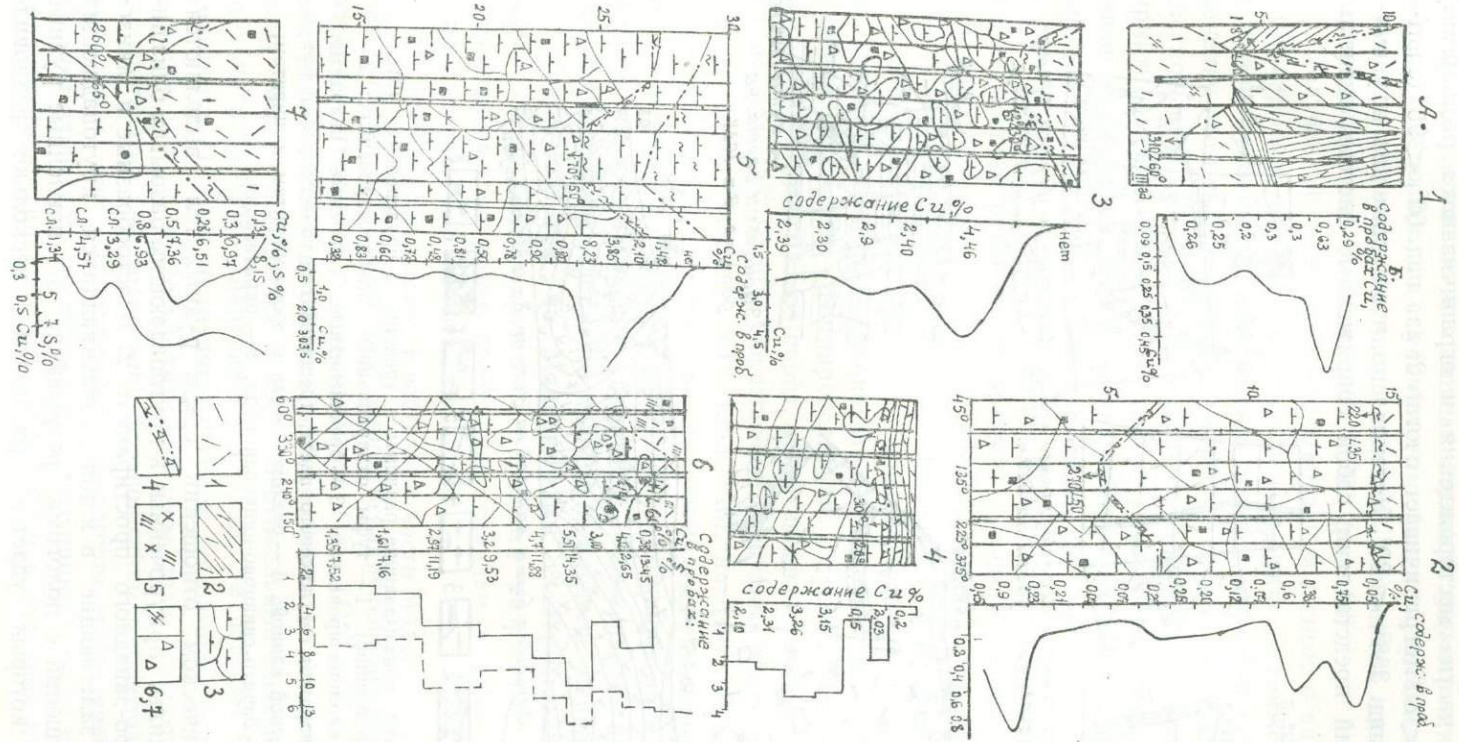


Рис. 84. Изменение содержаний меди в зависимости от рудоконтролирующих разломов: 1—III^{а} (аз. пад. 180°, ∠60°), восстающий по скв. 349 (Z=943,7); 2—III^{2} (аз. пад. 220°. ∠35°), восстающий по скв. 188, (горизонт. шт. № 10, Z=944,9); 3—III^{1} (аз. пад. 42°,∠30°), восстающий по скв. 235; 4—III^{3} (аз. пад. 310°, ∠20°), восстающий по скв. 136; 5 — VI^{1} (аз. пад. 70°, ∠60°), восстающий по скв. 35/276 (горизонт шт. № 11, Z=944,7); 6 — VI^{2} (аз. пад. 44°, ∠60°), восстающий по скв. 209; 7—VI (аз. пад. 260°, ∠65°), восстающий по скв. 135; Общие условные обозначения: 1 — туфы; 2 — туфы слоистые; 3 — светло-серые вторичные кварциты; 4 — рудоконтролирующий разлом с глиной; 5 — кварц и хлорит; 6 — 7 — серицит и халькопирит.

Возможно, такие деформации были вызваны действием пары сил.

Рудные тела, сложенные медными рудами, в основном сосредоточены в юго-восточной части месторождения и ограничиваются разломами: 1) аз. пад. 175°, $< 80°$ (ограничивает с юга); 2) аз. пад. 60°, $< 90°$ (с юго-запада) и 3) аз. пад. 358°, $< 80°$. Установлено, что первые два из упомянутых нарушений представляют собой сопряженные системы сдвигов.

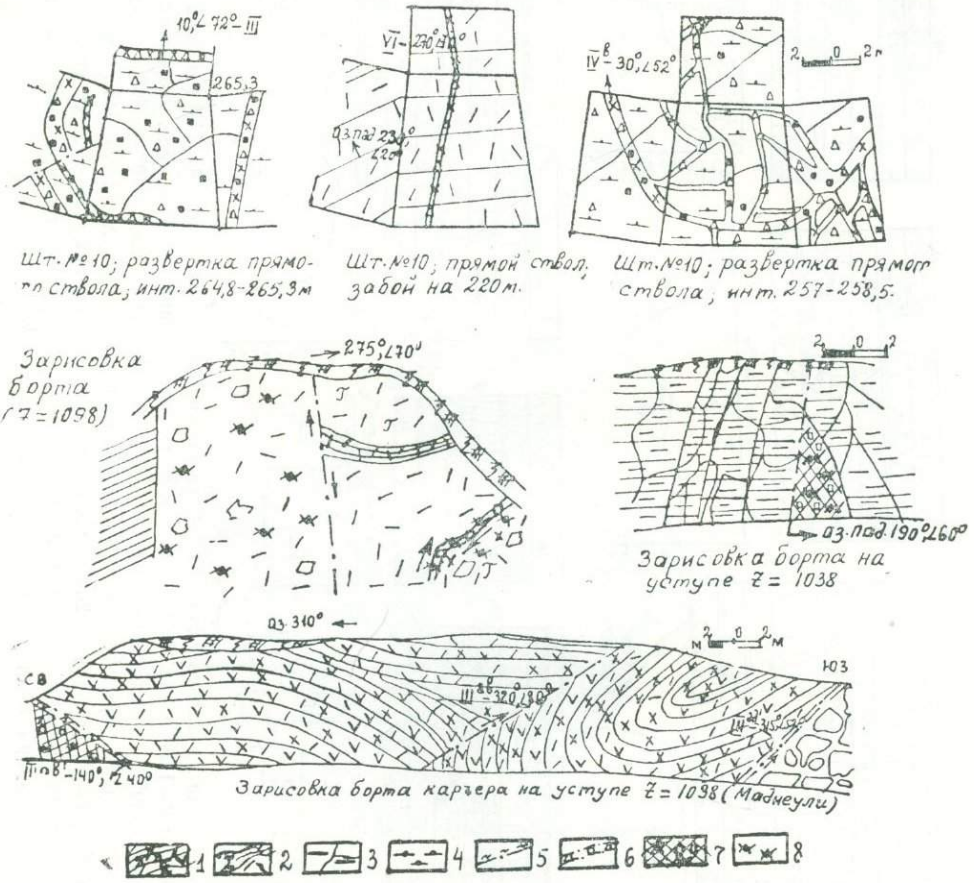


Рис. 85. Зарисовки, показывающие разломы и трещины с оруденением (Маднеульское месторождение). 1 — туфы окварцованные, альбитозированные; 2 — туфы слоистые, каолинизированные; 3 — брекчиевидные глинистые кварциты; 4 — вторичные кварциты светло-серого цвета, трещиноватые; 5 — дорудный разлом с тектонической глиной; 6 — разлом — жила с халькопиритом и пиритом; 7 — барито-свинцово-цинковая руда; 8 — баритизация.

В морфологическом отношении среди рудных тел выделяются: 1) трещинные жилы, приуроченные к крутопадающим разрывам близширотного и северо-западного простирания; 2) пластообразные и линзообразные тела, залегающие в клине сочленяющихся крутопадающих разрывных нарушений с пологими разрывами; 3) наклонные рудные столбы, среди которых удается различить несколько разновид-

ностей: а) локализующиеся в местах искривления по простиранию рудораспределяющего разрывного нарушения с аз. пад. 310°, < 50° (рис. 83); б) приуроченные к трещинам отрыва и зонам растяжения, закономерно сочетающимися с упомянутыми ранее системами сдвигов, в) развившиеся в шарнирных частях складок, возникших вдоль упомянутых ранее сдвигов с аз. падения 240°, < 90° (рис. 83).

Полученные в результате картирования данные о внутреннем строении разрывов, выполненных сульфидами меди, а также произведенное изучение условий распространения минерализаций и установленные изменения содержаний этого металла в зависимости от пространственного соотношения рудных тел и рудоконтролирующих разломов позволили прийти к заключению, что в целом рудораспределяющими и рудовмещающими разрывными нарушениями являются системы сколов и трещин отрыва, сопряженные с близширотными (аз. пад. 175°, <80°) и поперечными сдвигами (табл. 10). Редко медносульфидная минерализация оказалась распространенной по древним системам трещин IV^a, IV^a и межпластовым срывам (макс. VII) северо-западного простирания (рис. 84, 85), сопряженным со складчатостью северо-западного направления.

Медносульфидные рудные жилы, залегающие в трещинах отрыва, обладающих азимутом падения 310°, < 20° (максимум III^3) и азимутом падения 70°, <60°, формировались в условиях левого сдвиго-сбросового перемещения блоков пород, прилегающих к плоскости главного сдвига (аз. пад. 175°, <80°). Образование же рудных жил, залегающих в трещинах скола III^1, III^2, VI (табл. 10), находит объяснение в связи с имевшем место приоткрыванием упомянутых разрывных нарушений в результате снятия усилий, приведших к возникновению сдвигов, либо же в условиях правого сдвиго-сбросового перемещения в плоскости главного сдвига непосредственно перед и в процессе минерализации.

Таким образом, на Маднеульском месторождении оруденевшие блоки четко контролируются дорудными разрывными нарушениями, наложенными на ранее возникшие складки и развившиеся в связи с проявлением близширотных сдвигов.

В пострудный период в восточной части Маднеульского месторождения системы разрывных нарушений, ограничивающих рудные тела и отвечающие трещинам с максимумами III^a, III^{a_1}, III и VI (табл. 10), выступают в качестве сбросов особенно четко по отношению к рудоносному медносульфидному блоку. Вертикальные сбросовые составляющие по разрывным нарушениям с азимутом падения 320°, < 50—70° (максимум III^{a_1}) в пострудный период по-разному осложняли свинцово-цинковые и медносульфидные рудные тела, что подтверждает факт различия этих руд по времени формирования (многостадийные образования), хотя они сформировались в едином этапе минерализации. На Квемо-Болнисском месторождении трещинные жилы и линзообразные тела свинцово-цинковых руд встречаются в западной части рудоносной

площади (рис. 86). Рудные жилы выполняют системы крутопадающих и пологих разрывов, генетически связанных со сдвигами с аз. падения 180°, < 70° и игравшими роль рудоподводящих нарушений. Линзообразные тела сформировались в грабенсинклиналях и находятся между ограничивающими сдвигами, секущими благоприятный для оруденения горизонт вторичных кварцитов. Находящиеся в южной части минерализованной площади линзы залегают в местах пересечения рудоподводящими сдвигами высокопрочных и плотных пород (кварцевые кератофиры, липарито-дациты). Медносульфидные рудные тела в основном находятся в центральной и восточной частях месторождения и представлены в основном линзами и рудными столбами. Условия залегания их определяются благоприятным сочетанием рудоподводящих и рудораспределяющих нарушений, интрузивных даек и вулканогенно-осадочных пород, характеризующихся благоприятными физико-механическими свойствами. В частности рудные линзы 1 и 2 залегают под непроницаемыми ро-

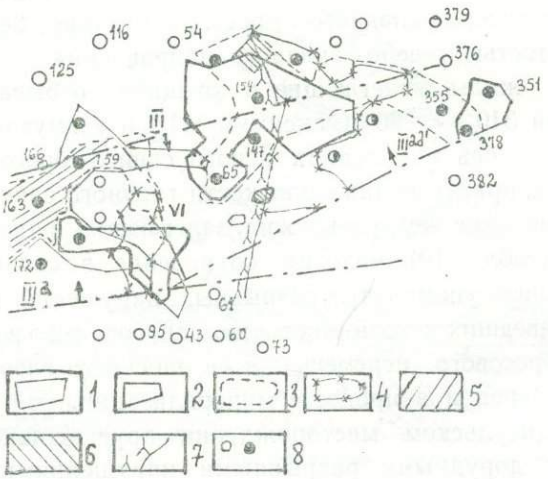


Рис. 86. Схема расположения главных рудных линз в северо-западной части Квемо-Болнисского месторождения: 1 — контур линзы 6 (самый нижний горизонт); 2 — контур для линз 2 и 5; 3 — контур линз 3 и 4; 4 — контур линз 1 и 7; 5 — рудный блок с свинцово-цинковыми рудами; 6 — рудный блок с медно-цинковыми рудами; 7 — след подошвы роговообманковых дацитов; 8 — буровые скважины рудные и безрудные.

говообманковыми дацитами, приурочиваясь к горизонту туфобрекчий; линза 7, контролируясь разломом с азимутом падения 320°, <50°, залегает под роговообманково-биотитовыми дацитами. Линзу 10 подстилают аргиллиты; линза 5 ориентирована секуще и по существу представляет жилообразное тело, локализовавшееся в подошве восточной дайки роговообманковых дацитов (рис. 86).

Рудные блоки с медносульфидными рудами на Квемо-Болнисском месторождении и частично на Цителсопельском и Маднеульском обычно вытянуты в меридиональном и СВ направлениях. Это обусловлено тем, что рудораспределяющие и рудовмещающие разрывы, прослеженные в пределах рудных полей, обладают именно таким простиранием (рис. 86, 88).

В. И. Бачалдин, несколько своеобразно интерпретируя данные буровых скважин, пришел к выводу, что рудные тела Цителсопельского месторождения имеют форму гнезд, трещинных жил, линз и штоков, сформировавшихся на разных гипсометрических уровнях и образующих в совокупности среди вторичных кварцитов, обладающих хорошо различаемыми первичными структурами грубообломочной брекчии, вытянутый на глубину шток, обладающий чертами, сходными с трубообразными телами. Очевидно, что и в данном случае у упомянутого автора проскальзывает мысль о приуроченности оруденения к древним вулканическим сооружениям.

В процессе проведения структурно-литологических исследований автор изучил некоторые физические параметры пород, слагающих характерный разрез Цителсопельского месторождения. При этом обращено внимание на структурные условия формирования и морфологию рудных тел. Нами же составлена структурно-литологическая схема, включающая Квемо-Болнисское и Цителсопельское месторождения. Анализ полученных при этих исследованиях материалов показал, что на Цителсопельском месторождении оруденение контролируется установленными в пределах Квемо-Болнисского месторождения сдвигами близширотного простирания, сбладающих аз. падения 175°, $< 80°$ и аз. падения 352°, $<80°$ (рис. 81). При этом выявляются следующие особенности: 1) на месторождении развито большое количество рудных жил, 2) штокверковые зоны в кварцитах включают многочисленные рудные крутонаклонные и пологого залегания прожилки; эти зоны приурочены к узлу пересечения рудоподводящих сдвигов и разрывных нарушений СВ простирания (рис. 81) или же к местам пересечения дорудными разрывными нарушениями пологозалегающих и малопроницаемых остатков альбитизированных лав основного и среднего составов, а также горизонтов мелкообломочных туфов.

Таким образом, Квемо-Болнисское и Цителсопельское месторождения обладают сходными структурными условиями локализации оруденения, обладающими значительно большим распространением в горизонтальном направлении по сравнению с вертикальным размахом.

Роль изменений упруго-деформационных показателей горных пород, в зависимости от их петрографического состава, а также в определенной степени от глубины их залегания, в формировании рудолокализующих структур описана выше. Кроме того, значение физических свойств пород в процессах рудообразования будет рассматриваться в последующей главе. Здесь следует лишь подчеркнуть, что роль литологического состава вмещающих пород в рудоотложении определяется через их физико-механические свойства.

Вулканогенно-осадочные образования, которые вмещают оруденения в определенных своих горизонтах, обладают повышенными коллекторскими свойствами. На исследуемых месторождениях метасоматичес-

кие процессы, предшествующие оруденению и сопровождающие рудоотложение, в основном развиваются в туфах кварцевых альбитофиров, вторичных кварцитах и реже в других породах. Вторичные кварциты по своим физико-механическим свойствам и химической активности оказались самыми благоприятными породами для развития рудообразующих процессов. Так как размещение вторичных кварцитов контролируется разрывными нарушениями мелового возраста, можно заключить, что условия залегания и локализации медносульфидного оруденения определяются наложением постмеловых разрывных нарушений на меловые брахиантиклинали северо-западного простирания, в которых оказались деформированы верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования.

Роль глубинного уровня в рудоотложении выражается в приуроченности пластообразных рудных тел, сложенных массивными рудами, а также рудами, обладающими густовкрапленными текстурами к верхним гипсометрическим горизонтам стратиграфического разреза, т. е. к сфере возможности большого объемного расширения в период тектонических деформаций и широкого развития разрывных нарушений; жилообразные тела с убогим прожилково-вкрапленным оруденением получили развитие преимущественно в нижних горизонтах, т. е. в сфере заметно меньшего развития деформационных структур.

Подводя итоги изложенным данным, приходим к следующим выводам:

1) в формировании месторождений важное значение приобрели разрывные нарушения;

2) геологическая позиция месторождений, условия залегания и особенности локализации оруденения определяются: а) наложением предверхнеэоценовых сдвигов на меловые структуры (брахиантиклинали СЗ простирания и связанные с ними нарушения); б) пересечением этими сдвигами литологических разностей пород, характеризующихся контрастными физико-механическими свойствами.

МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

На месторождениях Маднеульского и Квемо-Болнисского рудных полей представляется возможным выделить семь структурно-морфологических типов рудных тел: пластообразные рудные тела, рудные линзы, трещинные рудные жилы, камерные жилы, штокверковые зоны, рудные гнезда, рудные столбы. Условия залегания и локализации каждого из выделенных типов определяются сочетанием разрывных нарушений и горизонтов, пересекающих ими слоистых толщ, обладающих контрастными физико-механическими свойствами и химическим составом. Ниже на конкретных примерах приводятся данные, характе-

ризующие основные особенности каждого из перечисленных структурно-морфологических типов.

Пластообразные тела являются главными рудными телами, включающими большую часть запасов руд. Они обладают достаточно большим протяжением по простиранию и имеют значительную ширину при несколько небольшой мощности. Пластообразное тело свинцово-цинковых руд вскрыто в северо-западной части Маднеульского месторождения — в замковой части Зураб-Набакребской антиклинали и на ее крыльях. Оно заключено между рудораспределяющими разрывными нарушениями $III^{ад}$, $III^{ад1}$, вытягиваясь вдоль них вплоть до самого главного северного рудоподводящего канала (максимум $III^{а}$). В центральной своей части рудное тело сложено барит-сфалерит-пирит-галенитовыми и барит-сфалерит-пирит-халькопиритовыми минеральными ассоциациями. Некоторые исследователи называют их сплошными, но это не совсем точно, так как больше 50% рудной массы сложено породообразующими минералами. Рудные тела отличаются от перекрывающих и подстилающих пород наличием густой вкрапленности и большого количества прожилков рудных минералов.

В периферических частях первичных руд этого тела наблюдаются полосчато-колломорфные (только для первой ассоциации), брекчиевидные и прожилково-вкрапленные текстуры. Вмещающими породами являются вторичные кварциты, характеризующиеся развитием глинистых минералов, распространенных между зернами кварца. Кварциты в силу большой склонности к хрупким деформациям раздроблены на мелкие блоки. При этом интенсивность деформации рассматриваемых пород затухает при движении от основного рудоподводящего сдвига $III^{а}$. Вторичные кварциты активно участвовали в химических процессах и они охотно вступали с рудоносными растворами в химические реакции. Это привело к формированию метасоматической вкрапленности сульфидов. Развитие на рудоносных площадях рудоподводящих и рудораспределяющих разрывных нарушений, сопровождающихся оперяющими системами трещин, явилось важным условием для формирования кратко охарактеризованного выше пластообразного свинцово-цинкового рудного тела.

Система различно ориентированных рудных прожилков, широко проявившихся в данном теле, возникла в связи с просачиванием рудоносных растворов от рудоподводящих и рудораспределяющих разрывных нарушений в зону рудоотложения, представленную интенсивно трещиноватыми вторичными кварцитами, и привела к возникновению пластообразного рудного тела, насыщенного прожилково-вкрапленными рудами.

Наверное, над кварцитами и под ними были пологие срывы, которые играли роль экранов для рудоносных растворов, что способствовало формированию оруденения в пределах конкретного горизонта.

В медносульфидных рудах Маднеульского месторождения к пластообразным можно отнести первое сульфидное тело, вскрытое скважинами и системой горных выработок (рис. 83). Рудное тело в основном приурочено к вторичным кварцитам кварц-серицитовой и кварц-серицит-хлоритовой фации и сформировалось в клине сопряженных систем рудоконтролирующих сдвигов (III, VI). Погоризонтный геологический план штольни № 10, составленный автором при ее геологическом обслуживании, показал, что крутопадающие разрывы, служившие рудоподводящими каналами, имеют сложное строение. В процессе сдвиговых перемещений вдоль разломов в искривленной поверхности возникали, с одной стороны, приоткрытые (разгруженные), а с другой — притертые (нагруженные) участки. В притертых участках разломов в связи с высоким односторонним давлением горные породы претерпевали пластическую деформацию с образованием тектонической глинки и полосы рассланцеванных пород. Стенки оперяющих трещин скола, особенно в висячем боку сдвигов, на таких участках также оказались интенсивно сжатыми, чем и объясняется отсутствие здесь промышленного оруденения. Приоткрытые участки характеризуются проседанием и разрушениями пород в результате растягивающих усилий, приводившие к появлению в породах открытых полостей, сопровождающихся метасоматической вкрапленностью халькопирита и пирита, в ряде случаев достигающих промышленных концентраций. Следовательно, приоткрытые участки можно уподобить своеобразным щелям, в которые проникали рудоносные растворы. Рудораспределяющими и вмещающими в первом медносульфидном рудном теле в основном являлись трещины и разрывные нарушения, образующие максимумы на трещинных диаграммах III^1, III^2, III^3, VI^1, III^{a_1} (рис. 84, 85). Подавляющее большинство этих трещин являлось оперяющими к основным сдвигам (табл. 10).

По установленному смещению кварцевых альбитофиров вдоль южного рудоконтролирующего сдвига и по образованию складки с крутым шарниром вдоль поперечного сдвига (мак. VI) нетрудно установить, что процесс рудоотложения протекал при лево-сдвиговых смещениях; в этом случае особенно должны были приоткрываться системы трещин СВ простирания: III^{a_1}, III^3, VI^1, VI^2, что в действительности и наблюдается.

Важную роль в формировании первого рудного тела сыграли литологический состав и физико-механические свойства рудовмещающих горных пород.

На составленном нами погоризонтном плане отчетливо видно, что во вмещающей первое рудное тело пачке пород встречаются средне- и тонкослоистые туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, кварциты обеих разновидностей и некоторые другие породы. Для них крайне характерной является высокая контрастность физико-механических свойств. В тех случаях, когда отдельные разрывные нарушения пересекали вторичные кварциты, обладающие повышенной хрупкостью

и характеризующиеся высокими значениями модуля упругости и низким коэффициентом Пуассона, они интенсивно дробились на мелкие блоки. Следовательно, раздробленные кварциты были способны пропустить большой объем рудоносных растворов, которые в процессе своего движения по этим породам высаживали свой рудный груз, приводя к возникновению вкрапленности и прожилков рудных минералов.

Туфопесчаники и туфы деформируются в меньшей степени, что и обусловило просачивание через них меньшего объема рудоносных растворов, а это в свою очередь привело преимущественно к образованию непромышленного прожилково-вкрапленного оруденения.

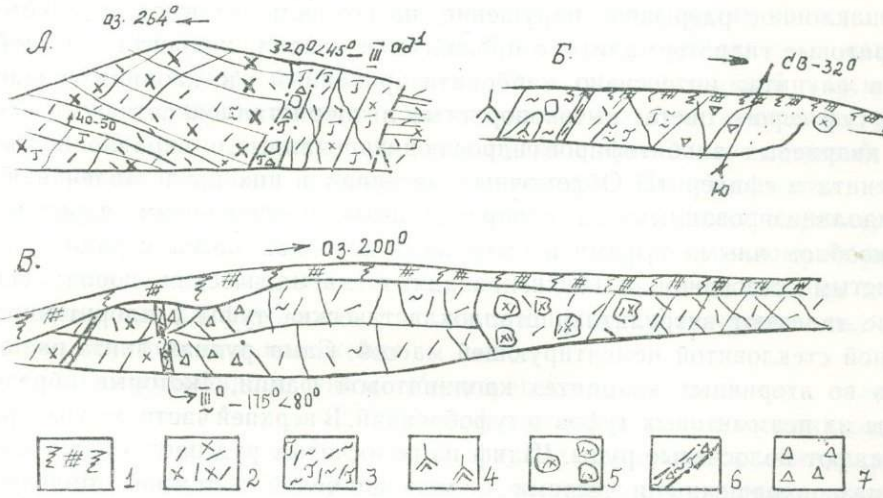


Рис. 87. Зарисовки выходов главных рудоконтролирующих нарушений на Квемо-Болнисском месторождении. А — борт площадки скв. 45; Б—СВ-ный борт дороги к скв. 99; В — обнажение в районе г. Кара-Торпак. 1 — делювиальные отложения; 2 — туфы окварцованные; 3 — туфы оглиненные; 4 — дациты; 5 — брекчии; 6 — рудоконтролирующий разлом; 7 — халькопирит.

Суммируя вышеизложенное, можно полагать, что пластообразные тела сформированы способом заполнения полостей и метасоматического замещения породообразующих минералов рудными компонентами. Как уже отмечалось, кратко охарактеризованные рудные тела во всех случаях оказались ограниченными сверху пологонаклонными разрывными нарушениями, сообщающимися с крутонаклонными сдвигами. В тех случаях, когда ограничивающие рудоносные растворы сверху разрывные нарушения распространяются по плоскостям напластования пород, рудные тела, возникающие под ними, оказываются согласными с напластованием.

Линзообразные тела (рудные линзы) характеризуются большой протяженностью и сравнительно малыми размерами в двух других направлениях. Такие тела являются очень распространенными на всех характеризуемых рудных объектах. На Маднеульском место-

рождении выявлено 33, а на Квемо-Болнисском — 16 рудных линз. При этом на первом из них свинцово-цинковая минерализация наблюдается в линзах № 23, 24, 27, 32, а на втором — в линзах № 2, 3, 6.

Рудные линзы Маднеульского месторождения большей частью сложены сплошными мелкозернистыми рудами массивной текстуры, а линзы Квемо-Болнисского месторождения, как правило, представлены рудами полосчатой, прожилково-вкрапленной, пятнистой и обломочной текстуры; структура руд гипидиоморфно-зернистая и цементная. По размерам и внутреннему строению, по количеству запасов руд и металлов самой интересной является линза № 3 Квемо-Болнисского месторождения. Выше по восстанию над этой линзой прослеживается: пологонаклонное разрывное нарушение, на котором залегают глинисто-хлоритовые гидротермалиты с прожилками кварца, кальцита и чешуйками алунита; интенсивно карбонатизированный и каолинизированный туф серого цвета; высокопористые литокристаллокластические туфы кварцевых альбитофиров гидрослюдизированные, с вкрапленностью галенита и сфалерита. Обломочный материал в них представлен нацело каолинизированными и окварцованными порфировыми породами, тонкообломочными туфами и обломками основной массы с радиально-лучистым строением альбитизированных магматических пород; еще выше залегают витролитокристаллокластические туфы с хлоритизированной стекловитой цементирующей массой. Сама рудная линза развилась во вторичных кварцитах каолинитовой фации, которые образованы из псаммитовых туфов и туфобрекчий. В верхней части линзы преобладают полосчатые руды. Шлиф из полосчатых руд представлен двумя разноокрашенными частями — молочно-белой и темной. Молочно-белая часть представлена кварцполевошпатовой породой, в которой присутствуют кристаллики пирита, замещенные по периферии лимонитом; в очень небольшом количестве встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, форма зерен которых, по-видимому, соответствует форме выполнявшихся ими пустот. Темная часть шлифа почти полностью занята сульфидами (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит). Из нерудных развит кварц, который интенсивно корродирован сульфидами.

Пятнистые текстуры руд, как правило, встречаются не в самих рудных линзах, а в оруденевших подстилающих породах. Характеризуемая линза вытягивается вдоль основных минерализованных разрывов, элементы залегания которых соответствуют максимумам трещин III, III^{a}, ограничиваясь ими с севера и с юга; с западной стороны линза ограничена поперечным сдвигом, простирание которого отвечает простиранию трещин с максимумом VI.

Суммируя все изложенное выше, следует подчеркнуть, что при формировании линзы № 3, сложенной свинцово-цинковыми рудами, определяющими факторами процесса рудоотложения являлись: крутопадающие разрывы, игравшие роль рудоподводящих каналов; пологопада-

ющие зоны разрывных нарушений, сопровождаемые слабо проницаемой для растворов тектонической глинкой; сформировавшиеся до отложения руд гидротермально измененные породы — хлоритовые гидротермалиты и благоприятные вмещающие вторичные кварциты, легко подвергавшиеся дроблению на мелкие блоки, и наличие высокопористых литокристаллокластических туфов кварцевых альбитофиров и псаммитовых туфов.

Среди медносульфидных линз Квемо-Болнисского месторождения по своим параметрам и концентрации полезных компонентов наибольший интерес представляют линзы 1, 2, 4, 6, 7. От современной поверхности эти линзы залегают соответственно на глубинах: 3—134, 76,1 — 134, 5—341, 46—218, 2 м. При этом линза № 7 вытягивается вдоль контакта висячего бока восточной дайки роговообманковых дацитов, обладая восточным падением. Условия залегания главной массы других линз Квемо-Болнисского месторождения охарактеризованы выше. Описанные рудные линзы сложены рудами прожилково-сетчатой, прожилково-вкрапленной и брекчиевой текстуры. По отношению к элементам залегания вулканогенно-осадочной пачки пород, характеризуемые линзы в основном ориентированы секуще, реже они приобретают согласное залегание. В некоторых линзах выделяются медные и медно-цинковые разновидности руд, которые в контурах рудных тел занимают определенное положение.

Медносульфидные линзы Маднеульского месторождения залегают во вторичных кварцитах кварц-серицитовой, кварц-каолинитовой и кварц-хлоритовой фаций, а также в туфах кварцевых альбитофиров, в том числе: крупнообломочные, окварцованные; псаммитовые; альбитизированные, окварцованные; среднеобломочные, карбонатизированные разновидности. Редко убогая вкрапленность рудных минералов наблюдается в мелкообломочных пористых туфах кислого состава. Текстура руд прожилково-вкрапленная и брекчиевая. Условия залегания рудных линз сходны с залеганием пластообразных рудных тел.

Таким образом, форма и условия залегания медных и свинцово-цинковых рудных линз на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях определяются сложным сочетанием крутопадающих и пологих разрывных нарушений, даек интрузивных пород, контрастными физико-механическими свойствами рудовмещающих горизонтов слоистых толщ и прежде всего их способностью к фильтрации рудоносных растворов.

Важное значение, помимо охарактеризованных, на изученных месторождениях приобретают также трещинные жилы. Они характеризуются значительными протяжениями по простиранию и падению, но, как правило, обладают относительно небольшой мощностью. Свинцово-цинковые рудные жилы находятся в северо-западной части Маднеульского месторождения и подсечены штольнями 5 и 1 на гипсометрических отметках 980 и 1012 м. Разрывы, вмещающие эти жилы, являются

оперяющими и крутопадающими сколами по отношению к северному рудоподводящему каналу. Жилы эти несут прожилково-вкрапленную минерализацию, представленную галенитом и сфалеритом ассоциирующих, редко, с баритом. Типичные рудные жилы в трещинах скола преимущественно встречаются на нижних горизонтах, менее выдержанные рудные трещинные жилы выявляются также в верхних частях разреза. При этом по некоторым жилам наблюдается увеличение мощности в пологонаклонных интервалах. Это указывает на то, что рудоотложение происходило в условиях взбросового перемещения висячего бока.

Наряду с типичными трещинными жилами получают развитие также сложные жилы, развитые во вторичных кварцитах по системам трещин отрыва—аз. пад. 190°, $< 60°$. Трещины эти также сопряжены с разломом III^a. Степень деформированности вторичных кварцитов обусловливает строение сложных рудных жил.

Крутопадающие свинцово-цинковые рудные жилы установлены в юго-западной части Квемо-Болнисского месторождения и в штольне № 6 на Давид Гареджском рудоуправлении. В упомянутой штольне установлена зона с богатой свинцово-цинковой минерализацией в средней ее части. Из-за технических причин упомянутая зона не была прослежена и в настоящее время проводятся работы по ее вскрытию и изучению.

Трещинные рудные жилы с медносульфидной минерализацией приурочены к сколам, обладающим элементами залегания: аз. падения 10°, $<72°$—III; азимутом падения 270°, $< 70°$ — VI; азимутом падения 320°, $<80°$—$III^{ав}$; азимутом падения 190°, $< 75°$ — III^a (рис. 88). Но большей частью от относительно мощной стволовой части жил ответвляется серия рудных прожилков различной мощности, которые в ряде случаев образуют сложные жилы. Некоторые из них через определенный интервал вновь причленяются к стволовой части жилы, другие же вытягиваются параллельно ей.

Медносульфидные рудные жилы по простиранию либо постепенно выклиниваются, либо же резко обрываются. В первом медносульфидном рудном теле устанавливаются крутые рудные жилы, с симметрично-полосчатым строением, в которых непосредственно к стенкам раскрытой трещины прирастают халькопирит-сфалеритовые с пиритом ассоциации, далее к центру — халькопирит-пиритовые, а в самой центральной части жилы находится полоса белого кварца с включениями самородного золота. При прослеживании вверх по восстанию от этих жил отходят крупные ответвления, которые со своей стороны расчленяются на многочисленные выклинивающиеся тонкие прожилки. В общем, получаемую картину можно аналогично Ф. И. Вольфсону и Е. М. Некрасову (1978), действительно уподобить стволу дерева.

Порой ответвляющиеся рудные прожилки пересекают слои пород с благоприятным для рудоотложения химическим составом и

физико-механическими параметрами. В этом случае процесс рудоотложения распространялся по благоприятному пласту, подвергавшемуся метасоматическому замещению рудными минералами, что приводит к увеличению мощности ответвившейся рудной жилы в несколько раз. Такие раздувы Ф. И. Вольфсон и Е. М. Некрасов (1978) именуют рудными камерами, а жилы с подобными раздувами получили название в литературе камерные жилы (рис. 89).

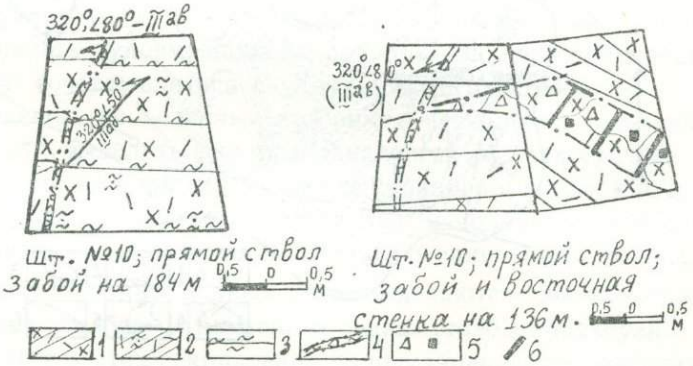


Рис. 88, 89. Сложная жила простого типа, сложная жила камерного типа. Общие условные обозначения: 1 — туфы окварцованные, слоистые; 2— туфы слоистые каолинизированные; 3 — глина, оглинение; 4 — разлом — рудная жила с оперяющей трещиной, заполненной рудной минерализацией; 5 — халькопирит, пирит; 6 — борозды по которым отбирались пробы.

Штокверковые зоны представляют собой морфологическую разновидность рудных тел, характеризующихся развитием различно ориентированных рудных прожилков, частью сопровождающихся вкрапленностью сульфидов и образующих в совокупности тела относительно выдержанной мощностью как в плане, так и в разрезе. Наличие таких зон в кварцитах, включающих множество рудных прожилков крутого и пологого падения, установлено на Цителсопельском месторождении. Наблюдения показывают, что эти зоны приурочены к узлу пересечения

рудоподводящих сдвигов и разрывных нарушений СВ простирания (Ткемаладзе, 1974) (рис. 81).

Штокверковые зоны развиты также в месте пересечения рудоподводящими системами пологозалегающих, малопроницаемых лав, сохранившихся от эрозии.

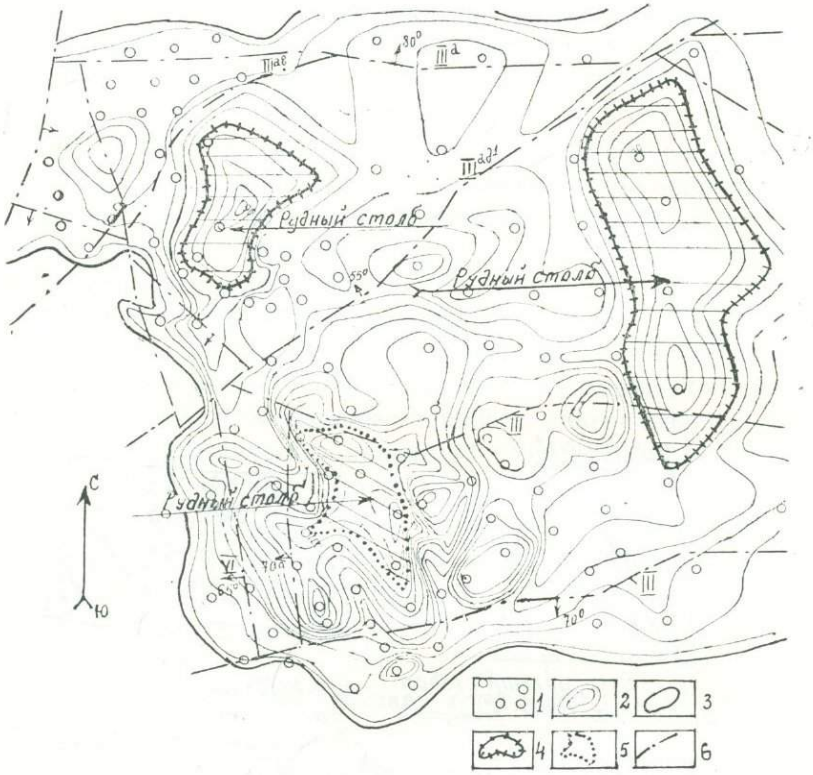


Рис. 90. Геолого-структурная позиция главных рудных столбов на Маднеульском месторождении. 1 — разведочные скважины; 2 — изолинии суммарных мощностей руд по скважинам; 3 — нулевой контур; 4 — контур рудного столба с суммарной мощностью руд от 50 до 100 м; 5 — контур рудного столба с суммарной мощностью руд свыше 100 м; 6 — дорудные (рудоподводящие) нарушения.

Исследователи, отстаивающие представление о генетической связи оруденения с меловым эффузивным вулканизмом, склонны выделять рудные штоки, приуроченные к жерловой части древних вулканов. Однако исследования автора, базирующиеся на личных наблюдениях и на анализе всего имеющегося материала, показали, что рудные тела с характерным для рудных штоков изометричным сечением в плане и вытянутостью в вертикальном направлении на рассматриваемых месторождениях не получили развитие.

На Давид-Гареджинском месторождении, наряду с линзообразными и жилообразными телами, выявлены также рудные гнезда, вытянутые в секущем направлении по отношению к слоистости рудовмещающей пачки пород.

Рудные столбы получили широкое распространение и проявлены в пределах подавляющего большинства описанных сложных рудных жил, линз и пластообразных тел. Они представляют участки рудных тел, характеризующиеся повышенным содержанием металла, и иногда и повышенной мощностью.

При рассмотрении в крупном плане закономерностей размещения рудных тел на Маднеульском месторождении (рис. 90) устанавливается, что на площади развития свинцово-цинковых руд выделяются обогащенные участки с повышенной суммарной мощностью промышленных руд, вытянутые в СВ направлении вдоль разломов $III^{ав}$ и $III^{вд1}$; на площади развития медносульфидных руд выделяются обогащенные участки близмеридионального простирания с суммарной мощностью, достигающей многих десятков метров. Эти участки приурочены к узлу пересечения близширотного (III) и поперечного (VI) рудоподводящих сдвигов.

Формированию этих участков, видимо, способствовали высокая деформированность рудовмещающих пород и наличие зон растяжений, закономерно сочетающимися с упомянутыми сдвигами.

Наблюдения, проведенные автором в нескольких сечениях рудных тел, позволили выделить ряд разновидностей рудных столбов. Как отмечалось выше, на площади развития свинцово-цинковых руд в пределах гипсометрических отметок 1010—1020 м получили распространение клинообразные в плане рудные столбы, ограниченные разрывами.

В медносульфидных рудных телах выделяются несколько разновидностей рудных столбов: 1) наклонные рудные столбы (Маднеули), локализующиеся: а) в местах искривления по простиранию рудораспределяющего разрывного нарушения с азимутом падения 310°, $<$ 50°; б) в трещинах и зонах растяжения, закономерно сочетающимися с упомянутыми системами сдвигов; в) в шарнирных частях складок, возникших вдоль сдвигов с аз. падения 270°, $<$ 90°; 2) пологие рудные столбы, приуроченные к местам искривления подошвы роговообманковых дацитов (Квемо-Болниси).

Причинами образования рудных столбов «а» и «б» являются: изгибы элементов залегания разрывных нарушений, сопровождающиеся появлением полостей, используемых рудоносными растворами; наличие благоприятных по физико-механическим свойствам и химическому составу пород. Формирование же рудных столбов типа «в» главным образом обусловлено повышением коллекторских свойств пород в замковых частях складок, а рудные столбы в подошве малопроницаемых роговообманковых дацитов образуются в связи с фильтрационным эффектом на границе пород с резко различными показателями пористости и

проницаемости. В промышленном отношении наибольший интерес представляют медносульфидные рудные столбы, приуроченные к узлу пересечения близширотного (III) и поперечного (VI) рудоподводящих сдвигов.

В. Ф. Чернышев (1961) для обогащенных участков рудовмещающих трещин и минерализованных зон предложил определить склонение, ныряние и азимут ныряния. Определения этим автором проводились с помощью стереографической проекции. Этот метод целесообразно применить при оценке и разведке рудных столбов на всех разведываемых и эксплуатируемых месторождениях и рудопроявлениях Болнисского рудного района.

Эффективное направление поисково-разведочных и эксплуатационных работ во многом зависит от предварительного выяснения структуры, морфологии, условий залегания и вещественного состава рудных тел. Поэтому намеченная морфологическая типизация рудных тел является важным этапом в изучении рудных месторождений. Еще недавно, исходя из концепции о согласном залегании рудных тел, геологические партии в процессе проведения разведочных работ в Маднеульской рудной зоне проектировали и бурили вертикальные скважины по строго заданной сетке. В дальнейшем этот метод, очевидно, может быть применен при разведке пологозалегающих рудных тел. Наличие крутопадающих жил и обогащенных участков требует применения наклонного бурения. Следовательно, в районах их развития должен применяться комбинированный метод бурения как вертикальными, так и наклонными скважинами в зависимости от морфологии и условий залегания рудных тел, что и нашло отражение в рекомендации автора.

ГЛАВА VII

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ И СВЯЗЬ ЕГО С МАГМАТИЗМОМ

Перед тем как перейти к выяснению возраста оруденения и связи его с магматизмом, рассмотрим вопрос об условиях залегания даек интрузивных пород и охарактеризуем установление влияния различных тектонических элементов на их локализацию.

В пределах Квемо-Болнисского месторождения дайки альбитофиров обладают широтным простиранием и крутым падением на север.

Согласно данным О. З. Дудаури (1965), дайки широтного простирания падают не только на север, но и на северо-восток под углом 40—45°. Следовательно дайки альбитофиров внедрились в близширотные разрывы.

В Болнисском районе жильные тела альбитофиров, преимущественно развиты в Маднеульско-Поладаурской подзоне и максимальное распространение получили в восточной ее части, т. е. в районе развития Поладаурской группы железорудных месторождений. Здесь они образуют наиболее выдержанные (до нескольких километров) по простиранию тела и залегают в разрывах, сопряженных с верхнемеловыми близширотными складчатыми формами. Нами, кроме того, закартированы дайки кварцевых альбитофиров, вытянутые в направлении СВ—30 и падающие на СЗ под углами 60—85°. Эти дайки выполняют систему трещин максимум V^1, которые по данным изучения трещинной тектоники находятся в тесной связи с конечными стадиями формирования складчатых форм СЗ простирания. Учитывая, что в интересующем нас районе широким распространением пользуются туфы альбитофирового и кварц-альбитофирового состава, жильные альбитофиры и кварцевые альбитофиры могут рассматриваться в качестве продуктов верхнемелового вулканизма.

Анализ имеющегося материала показывает, что часть альбитофировых даек образована после возникновения продольной складчатости ларамийской орофазы, завершая становления верхнемелового магматического очага, а кварцевые альбитофиры, внедрившиеся в систему трещин V^1, являются более поздними (но также верхнемеловыми) дайками по сравнению с близширотными альбитофирами.

Этот вывод обосновывается наблюдавшимися О. З. Дудаури (1965) в окрестностях селений Фахрало и Поладаури непосредственными пересечениями альбитофировых даек жильными кварцевыми альбитофирами.

Дайковые тела дацитов (см. рис. 16 и 37) обладают северо и северо-восточным простиранием (2—22°) и юго-восточным падением под углом 55—70°. Сопоставляя диаграммы 5, 6 с другими трещинными диаграммами приходим к заключению, что фиксируемые на Квемо-Болнисском месторождении жильные дациты в основном выполняют близмеридиональные разломы.

Описываемые дайковые тела и дациты в целом характеризуются своеобразным соотношением со складчатыми формами и обладают характерными условиями распространения. Они не осложняются разрывными нарушениями сопряженными со складками мелового возраста (рис. 37, диаграммы 5, 6), а сами секут оси этих складок, т. е. ведут себя не зависимо от складчатости. Кроме того, они пересекают также дайки кварцевых альбитофиров и порфиритов (рис. 91). Вместе с тем основная их масса получила распространение вдоль линии Самцвериси-Капанахчи-Ратевани, образуя отчетливо проявленный дацитовый пояс меридионального простирания шириной около 4 км. Дайковые тела в основном сосредотачиваются в центральной части этого пояса и они особенно интенсивно проявлены на территории Квемо-Болнисского месторождения. Здесь нами в пределах площади, составляющей

3,5 км² закартировано 6 мелких и 3 крупных дацитовых дайковых тел отдельные из которых вытягиваются на протяжении до 2,5 км (рис. 16).

Дайки отстоят друг от друга на расстоянии 80—100 м.

Дацитовые тела Цителсопельского рудного поля тупо заканчиваются в северной части при приближении к близширотному разлому глубинного заложения. Характерно, что вдоль южной границы того же разлома вытягиваются в широтном направлении Баличский и Самцверийский тела дацитов. Приведенные данные, а также материалы изложенные в параграфах второго раздела однозначно доказывают, что дациты развитые в районе имеют несомненно более молодой возраст по сравнению с другими породами мелового возраста. В их размещении главную роль сыграли разломы фундамента, акти-

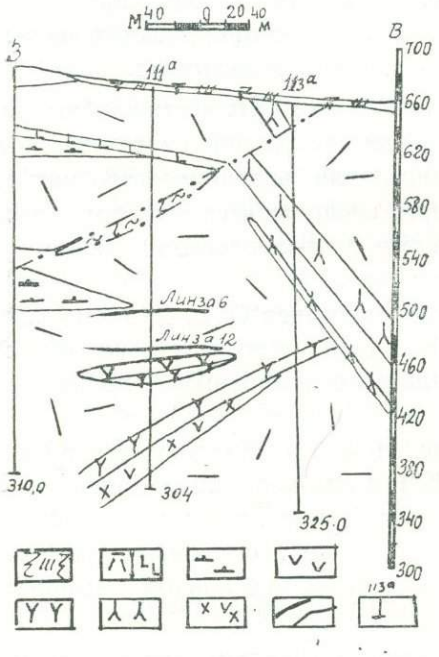


Рис. 91. Взаимоотношения дайковых тел на Квемо-Болнисском месторождении. 1 — четвертичные отложения; 2 — туфы и туфобрекчии кислого и среднего состава; 3 — светло-серые вторичные кварциты; 4 — верхнемеловые альбитофиры; 5 — верхнемеловые диабазовые порфириты; 6 — предверхнеэоценовые роговообманковые дациты; 7 — кварцевые альбитофиры; 8— рудные линзы; 9 — ствол разведочной скважины.

визировавшиеся на заключительном (платформенном) этапе развития характеризуемого района. Это явление, видимо, вызвано первыми импульсами триалетской фазы диастрофизма при которой сжимающие усилия были ориентированы в субмеридиональном направлении. В данный этап деформации происходило внедрение дацитового магматического расплава с образованием дайковых и лакколитовых тел (рис. 16, 17, 18). Предверхнеэоценовый возраст дацитов доказывается сходством составленных нами диаграмм трещиноватости дацитов и среднеэоценовых образований. Кроме того М. М. Рубинштейн определил абсолютный возраст биотита из дацитов, составляющий 60±3 млн. лет, что соответствует среднему эоцену.

Дайки различных по составу порфиритов возрастной систематике пока не поддаются постольку, поскольку нам удалось на по-

верхности Квемо-Болнисского месторождения закартировать только одну порфиритовую дайку, возрастные соотношения которой с дацитами наблюдать не удается. Судя по элементам залегания, эта дайка выполняет полость, приближающуюся к системе трещин V^1, в которые внедрились и кварцевые альбитофиры. Совместное нахождение и образование сложных даек упомянутых пород, отмеченное в литературе, было закартировано нами также на Квемо-Болнисском месторождении (рис. 91). Что же касается порфиритов, то можно предполагать, что пластовые тела и часть крутопадающих дайкообразных тел имеют верхнемеловой возраст, а порфириты, секущие кварцевые альбитофиры, — среднеэоценовые (см. раздел второй, гл. III).

Переходим к выяснению наиболее важного вопроса, а именно возраста оруденения и его связи с магматизмом. Возраст может быть установлен на базе изучения возрастных взаимоотношений оруденения с различными магматическими и метасоматическими образованиями с учетом взаимоотношений между разными рудными парагенетическими ассоциациями. Возраст руд иногда определяют также различными радиологическими методами по накоплению в минералах продуктов распада радиоактивных элементов. При этом исчисление проводится в единицах астрономического времени в нисходящем от настоящего времени порядке.

Структурными исследованиями доказывается, что связанные часто пространственно вторичные кварциты и оруденение являются околотрещинными и трещинными образованиями. При этом системы рудоподводящих разрывов (макс. III, III^a, VI и другие) пересекают и смещают системы нарушений, проводивших растворы, послужившие причиной образования вторичных кварцитов. Эти разрывные нарушения обладают азимутом падения 35°, $<70°$, азим. пад. 288°, $<50—70°$; азим. пад. 212°, $< 50°$; азим. пад. 100°, $< 72°$ и азим. пад. 220°, $<70°$.

Пространственная приуроченность оруденения к пирокластолитам и вторичным кварцитам находит объяснение не в сингенетичности этих образований, а обусловлена сочетанием физико-механических и химических свойств этих пород, благоприятных для формирования оруденения. Эпигенетичность оруденения в отношении рудовмещающих вулканогенных пород доказывается наложением его на эти породы; среди рудных тел преобладают не согласные со слоистостью вмещающих пород и секущие из них очень острым углом, а также наблюдаются развитие околорудных изменений, как в висячем, так и лежачем боку рудных тел.

Оруденение генетически не связано, а является более молодым также по отношению к поствулканическим пропилитам и аргиллизитам (глава III); последние вместе с тем являются неблагоприятной средой для развития метасоматических процессов. И. П. Хомасуридзе (1968) на основании проведенных ими исследований пришел к выводу,

что жильная минерализация по времени образования является наиболее молодой и возникает в условиях максимального возрастания щелочности растворов.

Заканчивая рассмотрение вопроса о возрастных соотношениях даек магматических пород и оруденения, следует остановиться на вопросах экранирования рудоносных растворов.

Проведенные исследования показали, что полупроницаемыми экранами для рудоносных растворов являются порфириты, альбитофиры, которые в ряде случаев ограничивают медносульфидные рудные тела по простиранию (рис. 16). Кроме того, в порфиритах и альбитофирах часто наблюдаются просечки рудных минералов, однозначно указывающие на дорудный возраст упомянутых интрузивных образований. Явно дорудными являются также дайки кварцевых альбитофиров, которые разрываются и смещаются нарушениями, несущими рудную минерализацию. Кроме того, на кварцевые альбитофиры местами наложены процессы околорудных гидротермальных изменений.

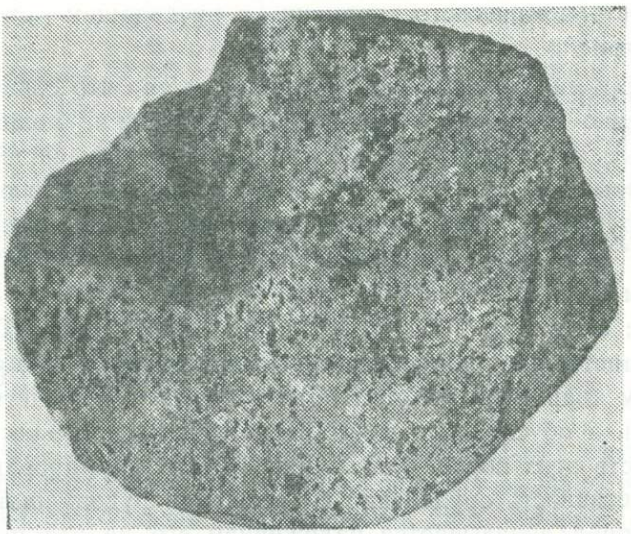


Рис. 92. Вкрапленники сфалерита по трещинке в предверхнезоценовых роговообманковых дацитах. Штуф ув. 0,5×. Квемо-Болнисское месторождение, скв. № 114.

Для решения вопроса об относительном возрасте интрузивных образований и оруденения весьма важным является выяснение возрастных соотношений медносульфидного оруденения с самыми молодыми жильными образованиями района месторождений дацитами. На Квемо-Болнисском месторождении в скважинах 112 и 150 были установлены мед-

носульфидные руды в непосредственном контакте с дацитами. Эти руды не проявляли следов метаморфизма и оказались припаянными к дацитам, а в то же время в составе образцов дацитов из контактовой зоны выявляются повышенные содержания SO_3 (табл. 3).

В них же наблюдается развитие мелких апофиз рудных прожилков (рис. 92). Приведенные данные свидетельствуют о дорудном образовании дацитов. Этот вывод подтверждается еще и тем, что, согласно данным, полученным при изучении трещинной тектоники на Квемо-Болнисском месторождении (рис. 37), разрывные нарушения, контролирующие размещение оруденения, рассекают все породы и в том числе дациты.

В частности дайка № 3 рассечена с перемещением рудовмещающим разломом.

Важно отметить также и то, что рудные тела местами приурочиваются к контакту дацитовых даек и порой даже повторяют их морфологию, образуя в ряде пунктов рудные столбы, локализующиеся в изгибах таких даек (рис. 17). В этих условиях контакты дацитовых даек представляли собой тектонические элементы, вдоль которых в пределах Квемо-Болнисского месторождения рудоносные растворы просачивались из глубины в зону рудоотложения. Учитывая, что внедрение дацитов происходило в начальные импульсы триалетской орогенической фазы, то оруденение, очевидно, формировалось в этап деформации, завершавшей эту фазу.

Анализируя изложенные данные и учитывая материалы других исследователей, приходим к выводу о целесообразности различить на изученных месторождениях следующие геологические формации: вулканогено-осадочные, метасоматические, магматические и рудные. Вулканогенно-осадочные образования преимущественно представлены эффузивной фацией-туфобрекчиями и туфами плагиоклаз-порфиритового, кварц-порфиритового и кварц-альбитофирового состава; пирокластолиты и лавы пироксеновых порфиритов. В отдельных местах в районе фиксируются некки кварцевых альбитофиров, представляющие собой жерловую фацию.

Метасоматические формации представлены пропилитами, аргиллизитами и вторичными кварцитами. В кварц-диабаз-кератофировой формации верхнего мела выделяются породы субвулканической фации: силлы и мелкие штоки пироксеновых порфиритов, диабаз-порфиритов, кварцевых порфиритов; дайки и тела неправильной формы альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Гипабиссальная фация здесь представлена силлами и дайками кварцевых диоритов. В габброидной магматической формации верхнего мела выделяются силлы и дайки гипабиссальной фации габброидов. Все перечисленные выше формации и фации изверженных пород образованы в процессе проявления туронсантонского тектоно-магматического цикла на стадии геосинклинального прогибания, либо при последующем поднятии. Что же касается

медно-свинцово-цинковой рудной формации, то, как это было показано ранее, она накладывалась на все перечисленные формации изверженных пород и не обладает общностью магматического очага со вмещающими образованиями. Наблюдаемая пространственная связь оруденения с некоторыми членами упомянутых выше формаций пород является чисто структурной. Связь эта обусловлена:

1. Высокой эффективной пористостью некоторых пород эффузивной фации (см. выше).

2. Интенсивной тектонической нарушенностью вторичных кварцитов метасоматической формации.

3. Широким распространением эффузивных и метасоматических образований кислого состава, способных охотно вступить в обменные химические реакции с щелочными рудоносными растворами.

4. Высокой способностью группы пород, особенно с наложенным процессом окварцевания, к хрупким деформациям.

Как уже ранее отмечалось, из элементов-примесей, выявленных в медных и свинцово-цинковых рудах, самый большой их спектр концентрируется в дацитах. Учитывая также факт залегания некоторых рудных тел на Квемо-Болнисском месторождении в подошве даек роговообманковых дацитов и развитие обогащенных участков в местах изгиба этой подошвы, а также некоторые другие факторы, можно предполагать общность растворов с магматическими очагами, породившими дациты. Однако автор на основании все же своеобразной геохимической специализации руд и вытянутости оруденелых блоков, а также на основании анализа всего имеющегося материала приходит к выводу, что источник рудоносных флюидов находился на большей глубине по сравнению с упомянутыми очагами и подчеркивает, что рудная формация и формация андезито-дацитов выявляют лишь структурную связь, камера магмообразования дацитов находилась по пути поднятия колонны рудоносных флюидов.

В заключении данного подраздела попытаемся проанализировать вопрос возраста оруденения и его связи с магматизмом на сходных месторождениях в других рудоносных районах.

В частности проанализируем этот вопрос на примерах известных месторождений Армянской ССР —Алаверди, Шамлуг, Ахтальским, размещающихся на западном, северном и северо-восточном крыльях Дебедчайской брахиантиклинали. В геологическом строении Алаверди-Шамлуг-Ахтальского рудного поля принимают участие юрские образования, представленные кварцевыми порфирами (J_1^5 —J_2^1), нижними порфиритами (J_2^2), вулканическими брекчиями порфиритов (J_2^2), кератофирами и их пирокластолитами (J_2^2 — J_2^3), туфопесчаниками (J_2^3), туффитами (J_2^3), агломератовыми пирокластическими породами (J_2^3); авгитовыми порфиритами (J_3^3), порфиритами основания г. Ляльвар (J_3^1). Среди интрузивных пород на упомянутых месторождениях получили развитие диабазы, диабазовые порфириты, микролитовые порфириты. Брахиантиклиналь

осложнена разрывными нарушениями, вдоль которых развивается процесс гидротермального изменения пород. Особенно интенсивно это изменение проявляется в кератофирах и их крупнообломочных туфах, а также туфобрекчиях (Шамлуг). Среди рудных тел упомянутых месторождений выделяются пологонаклонные, пластообразные и линзообразные тела, а на южных горизонтах получили развитие крутонаклонные жилы. Первые из них получили развитие во вторичных кварцитах кварц-серицитовой фации, где оруденение развилось вдоль надвига (Алаверди); локализуются под пластовыми гипабиссальными интрузиями кислого состава (Шамлуг) или же залегают в измененных кварцевых порфирах, перекрытых породами дебедчайской свиты (Ахтальское). Текстура и минеральный состав руд сходен с Маднеульским месторождением. И. Г. Магакьян, В. Н. Котляр, Э. А. Хачатурян (1963), В. С. Вартапетян (1965), Ю. И. Назаров (1966) считают, что руды по возрасту не одновременны со вмещающей толщей.

Такое же представление отстаивается С. Ш. Саркисяном (1976) по Кафанскому рудному району (юго-восточная часть Армянской ССР), где рудные тела залегают в вулканических отложениях байоса. Упомянутый автор доказывает, что рудные тела Кафанского месторождения тяготеют к субширотным разломам, представляющим собой трещины операния, ответвляющиеся от крупных меридиональных разломов, сформированных в австрийскую фазу орогенеза.

Таким образом, если до 1966 года большинство исследователей Кавказа придерживалось мнения с наличии генетической связи между сульфидной минерализацией и процессами вулканизма или иными словами между оруденением и рудовмещающими толщами (Твалчрелидзе, 1966), то в настоящее время такое представление большинством геологов оставлено, и они придерживаются представления о генетической связи оруденения с глубинными магматическими очагами.

Большой интерес представляет выяснение вопроса о характере связи медно-свинцово-цинкового оруденения с магматизмом, решаемом для сульфидных месторождений, находящихся в других провинциях. Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев и др. (1976) считают, что барито-сульфидные, полиметаллические, колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные месторождения находятся в парагенетической связи с постскладчатыми малыми интрузиями.

И. Г. Магакян и др. (1963) месторождения Алавердского и Кафанского рудных районов генетически связывают с субвулканическими образованиями, считая что из единого магматического очага последовательно образуются: эффузивные толщи, субвулканические интрузии и, наконец, колчеданные руды.

Есть и другие взгляды, которые детально рассматриваются Г. А. Твалчрелидзе (1966).

Начиная с 1964 года, автор данной работы придерживается представления, что медное и свинцово-цинковое оруденение в Болнисском

рудном районе формировалось в связи с отщеплением рудоносных флюидов от поднимающейся разуплотненной мантии и их миграции по синхронно раскрывавшимся зонам разрывов, представляющих собой глубокофокусные сквозные разломы типа сдвигов. Глубинный уровень отделения рудоносных флюидов находится на большей глубине по сравнению с глубиной камер магмообразования, являвшихся источником формирования субвулканических образований и малых интрузий. Поднятие флюидов из разуплотненной мантии является результатом плотностно-температурных возмущений, вызванных подкоровыми конвекциями и изменениями в угловых скоростях вращения Земли. Иными словами основными причинами формирования медно-свинцово-цинковых месторождений выступают консервативные (внутримантийные и внешние силы, которые не зависят от условий развития геосинклиналей.

Подобные представления вносят новые идеи в теорию формирования гидротермальных рудных месторождений и они находят все новых и новых сторонников (Гогишвили и др., 1976; Казарян, 1976; Мовсесян, 1976), которые приходят к заключению, что гидротермальные месторождения малого Кавказа сформировались в позднеальпийскую эпоху и не связаны с развитием юрского, мелового и раннетретичного магматизма.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУД МЕТАЛЛОВ

Выяснение источника металлов, состав и условия их переноса в виде флюидов, а затем гидротермальных растворов являются наиболее сложными вопросами, которые приходится решать при изучении условий формирования гидротермальных месторождений. К сожалению, экспериментальные исследования не способствуют решению этих вопросов, этим и объясняется абстрактный характер многих высказываемых гипотез и построений и возникновение серьезных разногласий среди исследователей, пытавшихся их решить.

А. Н. Заварицкий, С. С. Смирнов и многие другие исследователи придерживаются мнения, что источником металлов являются магматические расплавы. Механизм формирования руд может находить объяснение, с одной стороны, путем их накопления внутри магматических пород при их остывании (собственно магматические месторождения), либо же руды оказываются объязанными своим происхождением летучим и легко переходящим в раствор компонентам. При этом исследователи допускали, что магмообразующие камеры находятся внутри земной коры, в разных ее слоях.

Академик В. И. Смирнов (1972) высказал предположение, что источником рудообразующих компонентов, входящих в состав магматических месторождений на ранней стадии геосинклинального развития,

являются глубинные подкоровые магмы базальтоидного состава, а на средней стадии геосинклинального развития при формировании редкометальных гидротермальных месторождений, рудообразующие элементы мобилизуются из остывающих продуктов коровых гранитных магм палигенного происхождения; на заключительных стадиях геосинклинального цикла, кроме указанных источников, рудообразующие вещества могут заимствоваться из вмещающих пород также на путях циркуляции горячих растворов.

К настоящему времени установлена пространственная связь месторождений платинидов, хрома, меди, никеля, ванадия и других металлов с породами габброидного ряда. Однако нахождение магматических расплавов базальтоидного состава вряд ли может соответствовать тому или иному уровню земной коры. В этом отношении очень интересные данные приводит Н. Раст (1972).

J. P. Eaton, K. J. Murata (1960) глубину зарождения базальтовых магм оценили по вулканическим центрам, установленным геофизическими работами. По приведенным этими исследователями данным базальтовые магмы возникают в верхней мантии. Куно (1959), на основании соотношений базальтовых извержений и фокусов землетрясений под Японией, приходит к выводу, что базальтовые магмы у берегов Тихого океана генерируются на глубине 100 км, а под Японским морем — на глубине 350 км (т. е. ниже зоны астеносферы); с другой стороны, Кубота и Берг (1967) в районе Катмаи по теневому методу регистрации сейсмических волн установили десять магматических камер, расположенных на разных глубинных уровнях; самая глубокая камера полностью расположена внутри верхней мантии, имея горизонтальные размеры около 50×20 км и высоту — не менее нескольких километров. Ряд авторов допускают, что между отдельными камерами существуют узкие связывающие проводники. Что же касается дацитов и андезитовых магм, то большинство исследователей также придерживаются мнения об их мантийном происхождении. При этом допускается, что блоки эклогита, погружающиеся в мантии вдоль зон Заварицкого-Беньоффа или глубинным разломам рифтового типа, претерпевают частичное плавление с образованием дацитовых и андезитов магм. Что касается гранитной магмы, то Н. Раст (1972) проанализировав результаты исследований многих авторов, пришел к выводу, что подавляющее их большинство и в частности батолиты гранитоидов возникли в связи с гранитизацией сиаля и имеют анатактическую природу.

Таким образом, генерирующий процесс образования большинства магматических очагов и, видимо, пространственно связанных с ним рудных месторождений происходит в мантии. При этом исследователи считают, что магма может зарождаться в результате горячих конвективных течений или снятия напряжений в мантии, либо же в результате дегазации мантии.

Существование нашей планеты невозможно было бы допустить без существенного равновесного состояния в ее ядре в течение длительного периода. Что касается внешних оболочек земли (нижняя и верхняя мантия, земная кора), то здесь в ответ на консервативные и внешние изменения постоянно происходят разнообразные движения вещества для балансирования и достижения равновесного состояния. Такие движения интенсивно происходят в пределах мантии. Поэтому автор содализируется с Эдлером, который высказал представление о «всплывающих» элементах из нижней мантии, которые пробиваются через верхнюю мантию, вызывая в процессе своего движения частичное плавление. Впоследствии возникшая расплавленная масса поднимается вверх, проникая сквозь поры литотермальной системы. Автор, со своей стороны, предполагает, что именно среди этих «всплывающих элементов» и расплавленных масс находятся и различные металлы.

Характер и причины подобных конвекций могут быть разными: разогрев отдельных участков мантии вследствие распада радиоактивных элементов; плотностно-температурные возмущения, связанные с ротационным режимом земли и др. С другой стороны, установлено, что большинство магматических тел и рудных месторождений расположено вдоль глубинных разломов, которые являются отражениями изменений общепланетарного фона напряжений в ходе истории развития земли, связанными, со своей стороны, с «периодическими изменениями космического гравитационного и электромагнитного полей» (В. Е. Хайн).

Согласно гипотезе дегазации мантии, отделяющиеся от нее потоки флюидов играют роль мощного фактора нагревания и плавления глубоких частей земной коры. И в этом случае источником генерирующихся в процессе магмообразования летучих является мантия.

Вещество мантии находится в условиях высокой температуры (1500—2000°С) и давления (более 12000 кгс/см²); поэтому многие компоненты, входящие в ее состав, находятся в надкритичном состоянии. В связи с этим металлы, поступившие в верхню мантию совместно с другими элементами (вода в надкритичном состоянии, углекислота в надкритичном состоянии и т. д.), могут образовывать своеобразные газовые смеси, именуемые флюидами, либо же могут рассеиваться внутри возникших магматических расплавов.

Флюиды в дальнейшем по определенным каналам, главным образом по глубинным разломам типа фокальных и рифтовых зон, поднимаются в верхние горизонты земной коры, приводя при благоприятных условиях к концентрации рудных компонентов. Поскольку планетарная система глубинных разломов была заложена в ранние стадии развития земли, вдоль них могут неоднократно подниматься флюиды и образоваться разновозрастные месторождения одних и тех же металлов.

Магматические расплавы, возникшие в верхней мантии, по представлениям Ф. И. Вольфона и Е. М. Некрасова (1978), представляют

собой расплав трудно- и легколетучих соединений — окислов кремния, алюминия, титана, железа, магния, калия и натрия. В этом расплаве растворены ионизированные газы, в том числе водородные и гидроксильные компоненты воды, хлор, фтор и бор, углекислота, сероводород, соединения фосфора; расплав обогащен тяжелыми металлами. Колонны таких магматических расплавов поднимаются вверх и при достижении базальтового слоя земной коры пополняются щелочными и щелочно-земными компонентами, заимствующимися из переплавленных базальтовых пород. При дальнейшей миграции образованной базальтовой магмы по различным тектоническим нарушениям образуются дуниты, пироксениты, габбро, сиениты и другие щелочные глубинные породы, внутри которых иногда раскристаллизовываются содержавшиеся ранее в расплаве соединения металлов, образуя руды собственно магматических месторождений — хрома, титана, ванадия, железа, фосфора и др. компонентов. По мере отдаления расплавов от магматического очага набор элементов меняется — образуются концентрации тантала, ниобия, бериллия, бора, циркония, урана, тория, цезия, лантана и др. В самом конце при застывании остаточных расплавов отделяются газо-жидкие системы, из которых впоследствии образуются сульфидные месторождения ряда металлов.

Концентрация летучих и легкоплавких компонентов, поступивших из мантии или из поднимающей колонны базальтовой магмы в отдельных участках гранито-гнейсового слоя могут вызвать плавление и зарождение гранитной магмы, с дальнейшей эволюцией которой некоторые исследователи связывают концентрации Li, Be, Ta, TR, Cs, Rb, Sn, B, Nb, Mo, W.

После этого наступает период отмирания очагов первичных базальтовых и гранитных магм.

Оживление в тангенциальные смещения вдоль зон Заварицкого — Беньоффа или глубинным разломом вызывают парциальное плавление и образование в мантии магматического расплава своеобразного состава и флюидов, содержащих наряду с другими компонентами медь, свинец, цинк и т. д. Эти флюиды могут устремляться по зонам растяжения и др. всасывающим полостям в верхние горизонты земной коры. В близповерхностных условиях они переходят в растворы, из которых отлагаются руды металлов. В этом случае прямой связи оруденения с продуктами магматизма не наблюдается.

С другой стороны, колонны отмеченного выше магматического расплава поднимаются вверх по зонам разломов. При этом они усваивают многие компоненты пород и образуются магмы андезитово-дацитового состава. Эти магмы характеризуются меньшей вязкостью. Они быстро поднимаются вверх. По пути образуются породы гибридного состава— андезиты, диориты, дациты и т. д. Рассеянные в магме металлические соединения накапливаются в остаточных расплавах и в виде летучих компонентов поднимаются на более высокие уровни. Впоследствии они пере-

ходят в гидротермальные растворы, из которых при благоприятных условиях образуются рудные месторождения. Набор рудных элементов здесь несколько иной: Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Cd, Ga, In, Se, Te, Tl, Ge, As, Hg.

Таким образом, источником руд металлов выступают флюиды и магматические расплавы мантийного происхождения.

СОСТАВ И СОСТОЯНИЕ РАСТВОРОВ И МЕХАНИЗМ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Первоначальное состояние системы, способствующей рудоотложению, отождествляется с флюидом и магматическим расплавом. Флюид, как отмечено ранее, представляет собой газообразные смеси, содержащие в надкритичном состоянии углекислоту, воду, солевые и рудные компоненты.

Проникая в верхние горизонты земной коры, флюид переходит в водный раствор, из которого впоследствии постепенно выделяются составляющие его части, в том числе и рудные компоненты. Другой путь формирования рудных месторождений выражается в том, что рудные компоненты поступают в верхние слои земной коры совместно с магматическим расплавом.

Развитие такой системы приводит к тому, что металлы концентрируются в остаточных остывающих порциях магматического расплава, из которого впоследствии выделяются металлоносные газы, газо-жидкие эмульсии и растворы. В первом случае формируются типичные гидротермальные, во втором случае собственно магматические месторождения.

А. Н. Заварицкий (1944) показал, что при высоком внешнем давлении летучий компонент остается в расплаве в течение всего периода кристаллизации нелетучего компонента. В этом случае вполне возможно допустить, что значительная часть летучей составной части может быть усвоена породообразующими минералами и прежде всего слюдами и некоторыми разновидностями амфиболов.

При давлениях, которые допускают возможность вскипания, если упругость пара летучего компонента не доходит до критического, вслед за кристаллизацией из жидкой фазы происходит кристаллизация минералов из газовой (пневматолитовой) фазы. Однако если при кипении давление увеличивается до критического, газовая и жидкая фазы становятся идентичными по своему составу и превращаются в водно-флюидную фазу.

Таким образом, в обоих случаях металлы, мигрируя в верхние горизонты земной коры, при определенной эволюции процесса вовлекаются в водно-флюидную фазу, из которой впоследствии образуются рудоносные гидротермальные растворы.

Согласно В. А. Николаеву (1953), возникновение гидротермального раствора может происходить тремя путями:

1. Выделяющиеся в результате магматической дистилляции, при высоких температурах и давлениях, газы проникают во вмещающие породы, взаимодействуют с ними и охлаждаются, что вызывает образование сжатого гидротермального раствора.

2. После кристаллизации магматического расплава в интрузивных породах остается газовая фаза, которая при охлаждении и в случае отсутствия солевого компонента образует гидротермальные растворы. Эти растворы накапливаются в порах, пустотах и трещинах интрузивной породы, либо же мигрируют во вмещающие толщи.

3. В виде остаточного водного раствора, выделившегося из кристаллизующегося расплава на этапах более поздних по отношению к магматической дистилляции.

В каком виде происходит дальнейший перенос металлов в гидротермальных растворах? В этом вопросе существует четыре основные гипотезы: 1) перенос металлов происходит в истинных гидротермальных растворах, 2) в коллоидных гидротермальных растворах, 3) в легкорастворимых соединениях простых ионных растворов, 4) в легкорастворимых соединениях комплексных ионо-молекулярных растворов. Большинство исследователей, в том числе автор данной работы, придерживаются четвертого из высказанных представлений. Ф. П. Рафальский показал, что перенос тяжелых металлов гидротермальными растворами осуществляется главным образом в виде хлоридных и в меньшей степени гидросульфидных комплексов. По его расчетам в гидротермальных растворах, из которых образовывались промышленные руды, концентрация анионов хлора и углекислости могла достичь нескольких молей на литр, концентрация сульфидной серы — $\leqslant 0{,}1$ моль/л, концентрация тяжелых металлов — $1.\ 10^{-3} - 1.10^{-6}$ моль/л.

Газовый анализ и криометрия включенных рудных и жильных минералов говорят о том, что наряду с Cl и S в соединениях, переносящих металлы, принимали участие P, B, F. Все эти пять элементов по геохимической природе близки друг к другу.

В заключении данной подглавы коснемся вопросов: 1) причины движения рудоносных растворов и 2) способы отложения руд из гидротермальных растворов. Поскольку эти вопросы с разных позиций детально освещены известными советскими учеными, мы приводим весьма краткие данные, которые в какой-то мере помогут нам воссоздать состав растворов Маднеульского месторождения.

Гидротермальные растворы в начале своего зарождения и в конце своего существования находятся в разных физико-химических условиях. В момент их зарождения стимулирующими факторами в их движении, видимо, выступали движущая сила газовой фазы, находящейся под поднимающейся колонной гидротермальных растворов, и литостатическое давление, вызванное силой веса вышележащих пород. Разность в давлениях и другие факторы неравновесия в этом

случае, видимо, играли второстепенную роль. На верхних уровнях, очевидно, сыграли роль обратные явления. Здесь стимулирующими факторами в движении рудоносных растворов выступали разность в давлениях и другие факторы, тогда как упомянутые выше факторы отступали на задний план.

На изученных нами месторождениях установлено, что движение рудоносных гидротермальных растворов происходило синхронно с развитием глубокофокусных сдвиговых нарушений. При этом развитие рудных столбов в зонах растяжения говорит о том, что растворы выжимались из межзерновых пространств пород, в которых они находились и концентрировались в зонах растяжения, закономерно сочетающимися с рудоконтролирующими сдвигами. Таким образом, в данном случае, наряду с другими факторами, движение рудоносных растворов было обусловлено действием сил, которые одновременно обусловили и сдвиговые перемещения по рудоносным разломам.

Среди причин, вызывающих осаждение руд, по мнению ряда исследователей, важнейшими являются понижение давления, температуры и изменение PH растворов. Однако в других случаях основными причинами могут выступать повышения концентраций отдельных компонентов или группы компонентов в растворе, обычно вызванное резким падением давления.

А. Г. Бетехтин (1956) показал, что в ходе гидротермального процесса меняется режим серы и кислорода, что способствует отложению руд. По его данным, в гидротермальных растворах концентрация химически активного аниона серы постепенно увеличивается, а к концу процесса снижается; химический потенциал кислорода наиболее высоким оказывается, очевидно, в начале и конце гидротермального процесса, а к середине (когда выделяется основная масса сульфидов) он сравнительно низкий. Если наряду с этим учесть, что железо проявляет большое сродство с кислородом, становится понятным, почему гематит и сульфиды железа выделяются с некоторым опережением по отношению к медьсодержащим сульфидам (см. выше). Нарушение равновесного состояния в растворах, которое в конечном итоге может привести к отложению руд, может быть вызвано и резким падением скорости их движения. Б. Бейн пришел к выводу, что скорость движения рудоносных растворов и их давление тесно связаны между собой.

Рассмотрение геолого-структурной позиции месторождения и отдельных рудных тел показывает, что в большинстве случаев они размещены в структурных клиньях, ограниченных: 1) одной неровной поверхностью, представляющей тектоническое нарушение или контактовую плоскость малопроницаемой породы, 2) двумя тектоническими поверхностями, 3) тремя поверхностями, из которых одна представляет собой пологопадающее нарушение или контактовую поверхность малопроницаемой породы и 4) четырьмя поверхностями, пред-

ставляющими различные комбинации из тектонических нарушений и малопроницаемых пород, в совокупности образующих блок ограничений со всех сторон. В этих условиях рудоотложение, очевидно, происходило в связи с резким падением скорости движения рудоносных растворов и развитием фильтрационного эффекта.

Эндогенные руды образуются способом выполнения открытых полостей рудоносными растворами или путем метасоматического замещения вмещающих пород. При первом способе рудоносные растворы заполняют открытые пустоты и зияющие трещины. Они находятся почти в равновесном состоянии с вмещающими породами и поэтому обменные реакции между ними и вмещающими породами протекают крайне слабо. В связи с изложенным первые минеральные ассоциации нарастают на стенках трещин, а последующие агрегаты нарастают на первые, постепенно распространяясь в сторону центра. При этом способе большей частью возникают рудные тела с симметрично-полосчатым строением.

Симметрично-полосчатые руды нами установлены в первом медносульфидном рудном теле и на нижних горизонтах Маднеульского месторождения, где получили развитие минеральные ассоциации кварц-гематит-хлоритовой стадии минерализации. При метасоматическом замещении компоненты, кристаллизующиеся из рудоносного раствора, постепенно, «объем за объемом», замещают минералы вмещающих пород. При этом образуются метасоматические рудные тела, обладающие различной морфологией, обычно с неправильными очертаниями. Образованные руды сохраняют форму и текстуру замещенных пород. Д. С. Коржинский показал, что восходящие гидротермальные растворы могут взаимодействовать с горными породами двумя способами. В одном случае растворы поднимаются вдоль разрывных нарушений и взаимодействуют с боковыми породами посредством диффузии компонентов, содержащихся в растворах, через застойные растворы. Этот процесс он назвал околотрещинным диффузионным метасоматозом. Во втором случае восходящие гидротермальные растворы просачиваются через толщину пород, омывая каждое ее зерно и не оставляя места для застойчивых поровых растворов. Второй метасоматический процесс он назвал инфильтрационным метасоматозом. В конечном итоге упомянутый исследователь пришел к очень важному выводу, что факторами равновесия при метасоматических процессах являются объем породы и давление. Вторым важным выводом Д. С. Коржинского в учении о метасоматических процессах является установленная им закономерность, согласно которой число одновременных минеральных парагенезисов на единицу превышает число инертных компонентов.

Опираясь на теоретические положения Д. С. Коржинского, которые строятся на законах физической химии и термодинамики, многие геологи на конкретных объектах смогли наметить метасоматические

формации и построить метасоматические колонки, характеризующиеся развитием самостоятельных подзон и горизонтов.

Как в первом, так и при втором способе отложения руд с участием метасоматических процессов, определяющим значением обладают пустоты, трещины и полости. Степень наличия последних во многом зависит от физико-механических свойств пород.

РОЛЬ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Ранее мы привели параметры (δ, W%, γ, $\gamma_{ск}$, П, $П_{эф\,ф}$, μ, $E_{дин}$, $E_{ст}$, $\sigma_{сж}$, $\sigma_р$, η_1, η_2, τ, φ, V_p, V_s) по всем разновидностям пород, слагающих Маднеульское месторождение; неоднократно отмечали также о важном значении физических свойств и петрографического состава вмещающих пород в формировании тектонических элементов и локализации оруденения (главы I, IV, V). В данном разделе приводятся некоторые дополнительные по данному вопросу сведения.

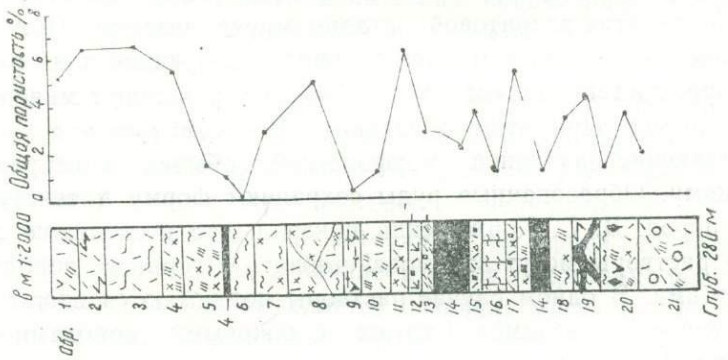


Рис. 93. Изменение общей пористости по разрезу скважины восточного участка Маднеульского месторождения. 1 — альбитофиры; 2 — лито-витрокристаллические туфы; 3 — литокристаллокластические туфы кварцевых альбитофиров; 4 — туфы окварцованные, оглиненные и частично хлоритизированные; 5 — глинисто-хлоритовые породы; 6 — полностью оглиненный гидротермалит; 7 — туф оглиненный окварцованный; 8 — туфы сильно оглиненные и слабо окварцованные, трещиноватые; 9 — вторичные кварциты с ярозитом; 10—кварц-хлорит-серицитовый гидротермалит с пиритизацией; 11— туфы гидрослюдисто-окварцованные; 12 — алунит-серицитизированные туфы с пиритизацией; 13 — кварцево-серицитовый гидротермалит с пиритом и халькопиритом; 14 — промышленная медно-сульфидная руда; 15 — кристалло-литокластические туфобрекчии; 16 — аргиллизиты; 17 — туфы сильно окварцованные; 18 — туфы хлоритизированные, окварцованые; 19 — литовитрокластические туфы с рудными прожилками: 20 — туфы хлоритизированные, окварцованные, трещиноватые, 21 — кварц-хлорит-серицитовые гидротермалиты с глобулитовым строением.

В настоящее время для геологов стало очевидным большое значение пористости пород, независимо от того, является ли она первичной или образована в результате последующих геологических процессов, в локализации руд гидротермальных месторождений. Велико значение пористости и на изученных нами рудных объектах. На рис. 93 изображено изменение общей пористости по разрезу скважины, пробуренной на восточном участке Маднеульского месторождения. Как видно, самой высокой общей и эффективной пористостью (5,34—6,5%) обладают альбитофиры, литовитрокластические туфы, литокристаллокластические туфы кварцевых альбитофиров и гидрослюдисто-окварцованные туфы; самой низкой (0,2—1%) пористостью обладают интенсивно оглиненные гидротермалиты, аргиллизиты и вторичные кварциты с ярозитом. Прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые руды локализовались вдоль контакта пород различного литологического состава, характеризующихся различной пористостью, и интенсивность этого оруденения увеличивается в сторону высокопористых пород. Однако, на участках с высокими, но неконтрастными значениями пористости (обр. 1, 2, 3), оруденение отсутствует (рис. 93). Сходная закономерность устанавливается вдоль характерного геологического разреза Цителсопельского месторождения (рис. 94). Здесь выясняется, что самыми высокими значениями общей и эффективной пористости обладают огипсованные туфы, туфопесчаники и вторичные кварциты серицитовой фации; самыми низкими — кварцевые альбитофиры из дайкового тела, ограничивающего рудные линзы по простиранию, а также огипсованные туфобрекчии, перекрывающие сверху рудные линзы. Сами же рудные линзы возникли среди высокопористых пород и как бы заключены в участках, ограниченных низкопористыми породами.

Подмеченная закономерность особенно четко сказывается при интерпретациях значений эффективной пористости по конкретным геологическим разрезам и в общем плане Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений. На контурах Маднеульского месторождения эффективная пористость пород колеблется в пределах 1,31—8,70%, при этом по стволам скважин горизонты с низкими значениями эффективной пористости (1,3—2,25%) представлены альбитофирами, диабаз-порфиритами, туфами алевро-пелитовой структуры и мелкообломочными туфами кислого или же основного составов; высоким значением эффективной пористости (6—8,70%) обладают: туфы кварцевых альбитофиров псаммитовой структуры, туфы окварцованные (почти вторичные кварциты), туфы кварцевого альбитофира среднеобломочные, гидрослюдизированные и хлоритизированные туфы альбитофиров выветрелые и т. д. Наблюдения под микроскопом показывают, что именно эти породы подвергнуты минерализации и в них развиты рудные и сопровождающие их жильные минералы: халькопирит, крупнокристаллический пирит и синрудный кварц. Более того, в отдельных участках этих пород получили развитие гнезда и прожилки кварца рудной ста-

дии, ассоциирующего с сопровождающими рудными минералами. Породы, обнажающиеся на площади Маднеульского месторождения, вне рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов менее изменены поствулканическими, предшествующими и сопутствующими оруденению гидротермальными процессами. Поэтому установленные параметры физических свойств этих пород более приближены к их эталонным значениям.

При этом наблюдаемое резкое выделение псаммитовых туфов кварцевых альбитофиров по значениям эффективной пористости можно объяснить лишь особенностями петрографического состава этих пород, т. е. в общем эффекте эффективной пористости первичная межзерновая пористость играла определяющую роль.

Вмещающие породы внутри контуров Маднеульского месторождения обладают сравнительно высокими значениями эффективной пористости. При этом для вторичных кварцитов ее параметры доходят до 14%, а псаммитовых окварцованных туфов — до 12,58%.

Установленные высокие показатели пористости объясняются тем, что неоднократные тектонические напряжения и гидротермальные изменения пород способствовали изменению физических свойств в лучшую сторону для процессов рудообразования.

Большинство рудных тел на исследуемых месторождениях приурочено именно ко вторичным кварцитам, окварцованным туфам, туфобрекчиям, туфам кварцевых альбитофиров и другим разностям пород, характеризующимися высокой эффективной пористостью. При этом рудные тела как в вертикальном, так и в латеральном направлении ограничиваются породами, обладающими низкой эффективной пористостью. Иными словами физико-механические свойства пород (рудовмещающие — экранирующие образования по Л. И. Звягинцеву, 1978), выступают в качестве главного фактора при формировании промышленных концентраций медных и свинцово-цинковых руд. Таким образом, условия распределения различных литологических разностей пород и метасоматитов в пределах рудных блоков обусловили резкие колебания значений пористости, а последние обуславливали перепады термодинамических состояний рудоносных растворов, что приводило к выпаданию рудных минералов.

Ранее мы подчеркнули важное значение упругих характеристик пород, прежде всего модуля упругости и коэффициента Пуассона в формировании рудоконтролирующих разломов и в конечном итоге в локализации оруденения.

Важно отметить, что эти же параметры играли большую роль в формировании мелкой трещиноватости, сыгравшей важную роль в рудоотложении. Как видно из рис. 35, наиболее густой сетью трещин, выполненных впоследствии рудными и сопровождающими их жильными минералами, обладали вторичные кварциты и окварцованные туфы. Видимо потому, что эти породы обладали высокой способностью к хрупким деформа-

циям (μ=0,11 — 0,14). Высокой удельной трещиноватостью характеризуются также некоторые туфобрекчии и крупнообломочные туфы альбитофиров, для которых μ колеблется в пределах 0,10—0,11.

В этих породах также наблюдаются рудные тела, образованные путем выполнения открытых пустот и полостей рудоносными растворами. Характерно, что по значениям коэффициента Пуассона породы вне контуров проявления рудоносных разрывов также резко отличаются от пород, находящихся внутри контуров месторождения. В первом случае коэффициент Пуассона колеблется в пределах 0,29—0,40. При этом низкие значения коэффициента Пуассона соответствуют серицитизированным, хлоритизированным туфам кварцевых альбитофиров (0,29) и туфобрекчиям (0,31).

В предыдущих главах было показано, что формирование мелкой трещиноватости, связанной со складчатыми формами, и трещиноватости, вызванной предверхнеэоценовыми сдвиговыми перемещениями, происходило на фоне скалывающих, сжимающих и растягивающих тектонических усилий. В связи с этим автором были проведены эксперименты с определениями соответствующих параметров горных пород. По прочностным показателям также выделяется группа пород, благоприятная для образования тектонических элементов, используемых впоследствии рудоносными растворами, и вторая группа пород (дациты, авгитовые порфириты, неизмененные кварцевые альбитофиры), которые выдерживали тектонические напряжения и не разрушались. Именно эти породы в процессе оруденения выступали в качестве своеобразных экранов для проникновения рудоносных растворов.

Медносульфидные рудные тела чаще всего залегают среди вторичных кварцитов кварц-серицитовой и кварц-серицит-алунитовой фации.

Указанные метасоматиты характеризуются средними значениями пористости — 8,6 —9,2% и модуля Юнга—$2{,}10 \cdot 10^5$ кгс/см^2, низкими значениями коэффициента Пуассона (0,11 — 0,14) и прочностных свойств при сжатии, срезе и растяжении (табл. 12), что и обусловило относительную благоприятность этих пород в развитии рудолокализующих структур и отложении руд. На Маднеульском месторождении 63% медносульфидных руд заключены во вторичных кварцитах (табл. 21). По рудным скважинам Цителсопельского месторождения самые высокие содержания меди наблюдаются в кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов.

Кварцевые же альбитофиры имеют меньшую пористость (6,6%), модуль Юнга—$3{,}64 \cdot 10^5$ кгс/см^2 и самые высокие значения прочностных свойств при срезе, сжатии и растяжении. Поэтому при одинаковых нагрузках кварцевые альбитофиры деформируются гораздо меньше, чем другие породы. То же характерно для порфиритов и дацитов. Эти породы, являясь к тому же химически инертными для метасоматических процессов, ограни-

чивают распространение рудных тел и рудоносных блоков по простиранию и падению (рис. 94). Рудоносные растворы экранизировались также аргиллизитами, глинками (тектоническими) и глинистыми породами, обладавшими низкими значениями пористости и проницаемости.

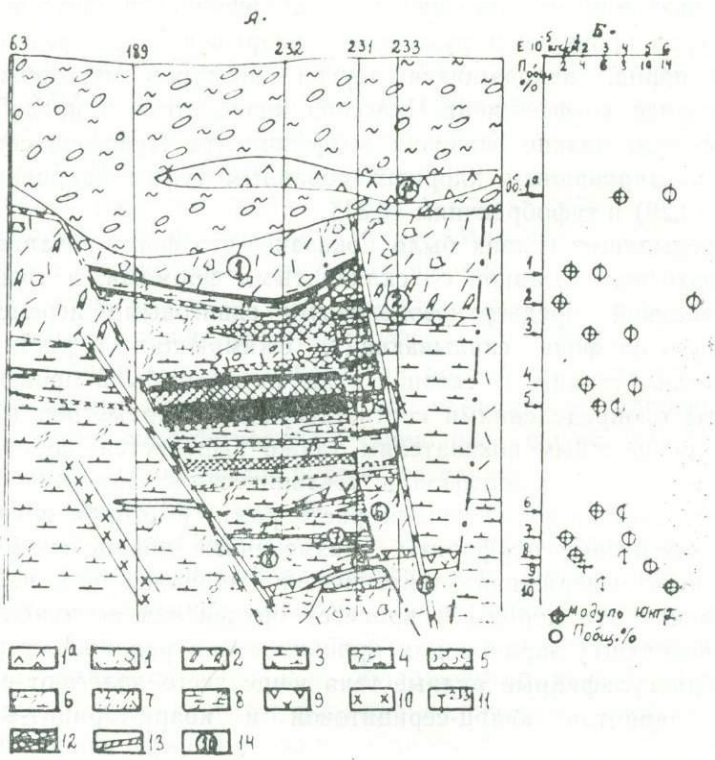


Рис. 94. А — характерный геологический разрез вкрест Цителсопельского месторождения. 1а — долериты; 1 — туфобрекчии; 2 — туфы огипсованные; 3 — вторичные кварциты алунитовой фации; 4 — вторичные кварциты серицитовой фации; 5 — монокварциты; 6 — вторичные кварциты серицитовой фации; 7 — туфопесчаники; 8 — вторичные кварциты каолинитовой фации; 9 — альбитофиры; 10 — кварцевые альбитофиры; 11 — буровые скважины; 12 — промышленные рудные горизонты; 13 — непромышленные рудные горизонты; 14 — кружки обозначают место взятия образцов. Б — изменение пористости и модуля Юнга по характерным образцам разреза А.

Согласно рис. 94, в локализации оруденения на Цителсопельском месторождении решающую роль сыграли следующие основные факторы: наличие рудоподводящих сдвигов и даек высокопрочных кварцевых альбитофиров, ограничивающих оруденевшие блоки в плане.

Нахождение в разрезе малопроницаемых остатков альбитофировых лав, мелкообломочных туфов и тектонических глинок, игравших

экранирующую роль при поступлении рудоносных растворов и образующих совместно с крутопадающими сдвигами и дайками замкнутую систему для процесса рудоотложения. Развитие внутри данной замкнутой системы вторичных кварцитов кварц-серицитовой и кварц-серицит-алунитовой фации, благоприятных по своим физико-механическим свойствам для процесса рудоотложения. Последнее особенно ярко выступает при сопоставлении значений физических свойств пород средними содержаниями меди в одних и тех же интервалах скважин (рис. 95).

Таблица 21

Ориентировочное распределение запасов медносульфидных руд по вмещающим породам (Маднеульское м-ние)

Тип вмещающих пород	Количество запасов, %
Туфы мелко-, среднеобломочные	8
Туфы крупнообломочные	12
Туфобрекчии	10
Вторичные кварциты серицитовой фации	35
Вторичные кварциты серицит-алунитовой фации	10
Вторичные кварциты хлорит-серицитовые	10
Вторичные кварциты каолинитовой фации	8
Разные кварцевые и бескварцевые гидротермалиты	5,5
Альбитофиры	1,0
Кварцевые альбитофиры	0,5

Прямые геологические наблюдения и вышеизложенные данные позволяют заключить, что наблюдаемое ограничение отдельных рудных тел и месторождений в целом высокопрочными породами (кварцевые альбитофиры, порфириты, дациты) в Болнисском районе не указывают на генетическую связь оруденения с упомянутыми изверженными породами, а лишь фиксируют имевшую место благоприятную физико-механическую и термодинамическую обстановку, существовавшую при рудоотложении. Проведенные исследования показали, что физические параметры пород, наиболее благоприятных для формирования медносульфидного оруденения в условиях Болнисского района, можно принять за физические индикаторы оруденения. Они характеризуются следующими показателями: удельный вес—2,75—2,78%, объемный вес—2,52—2,55%, пористость общая—8,6—9,20%, пористость эффективная —5,51—7,69%, модуль Юнга — $2{,}10 \cdot 10^5$ кгс/см^2, коэффициент Пуассона (0,11—0,14), прочность при сжатии—901—1099 кгс/см^2, прочность при растяжении—54—78 кгс/см^2, прочность при срезе—124—154 кгс/см^2, коэффициент пластичности — 1,8—2,1, первая вязкость — $3{,}5 \cdot 10^7$ — $7 \cdot 10^7$ кгсс/см^2

(V_F=6,02 кгс/с), вторая вязкость — $1 \cdot 10^7$—$2{,}5 \cdot 10^7$ кгсс/см², статический модуль Юнга—1,21—1,25 кгс/см². Ведущими индикаторами являются пористость, коэффициент Пуассона, модуль Юнга и вязкость. При этом между вязкостью породы и эффективной пористостью, с одной стороны, и между модулем Юнга и пористостью, с другой стороны, выявляются обратные корреляционные зависимости. На заключительном этапе исследования с целью прогнозирования оруденения на глубину и определения возможной глубины формирования месторождений и рудных тел автором на некоторых образцах были изучены зависимости упругих констант (коэффициента Пуассона, модуля Юнга, сжимаемости и вязкости) от температуры и давления. Для опытов был приспособлен прибор УМПГ-3. На приборе устанавливалась камера высокого давления, в которой производился равномерный радиальный обжим образцов гидравлическим способом.

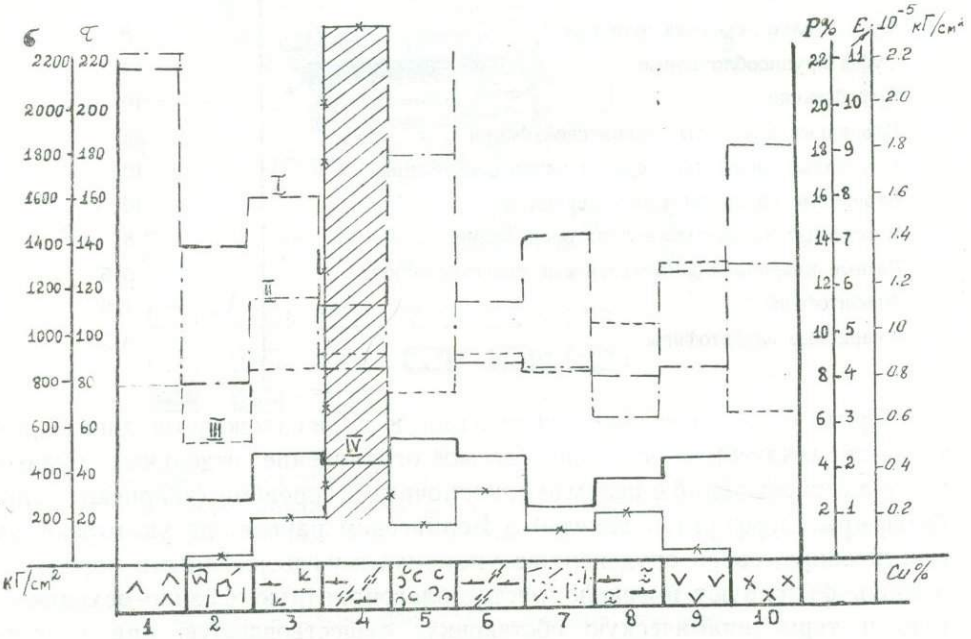


Рис. 95. Схема взаимосвязи механических свойств вмещающих пород и содержаний меди по скв. 231, 232 Цителсопельского месторождения. I, II — кривые прочности при срезе и сжатии; III, IV — кривые пористости и модуля Юнга; V — кривая меди. 1 — долериты; 2 — туфобрекчии; 3 — вторичные кварциты алунитовой фации; 4, 6— вторичные кварциты серицитовой фации; 5 — монокварциты; 7 — туфопесчаники мелкозернистые; 8 — вторичные кварциты каолинитовой фации; 9 — альбитофиры; 10 — кварцевые альбитофиры.

В процессе проведения эксперимента в условиях повышенной температуры камера помещалась в корпус-приставку с нагревательным устройством. Ножка штока измерения деформации устанавливалась на крышку

приставки. При определении линейной деформации $\left(\varepsilon_{el} = \frac{h_i}{l}\right)$, объемной деформации $[(\Delta V/V)i = 3\varepsilon_i]$ и коэффициента сжимаемости по формуле $\beta = [(\Delta V/V)_{i+1} - (\Delta V/V)_i] \cdot 10^{-2}$ см²/кг образец плавно нагружался одновременно в радиальном и осевом направлениях, регистрируя линейную деформацию (hi) через каждые $\sigma = 100$ кгс/см² нагрузки (l—первоначальная длина образца).

При определении же коэффициента Пуассона образец сначала подвергался деформации при постоянной заданной нагрузке $F_1 = 100$ кгс/см² в осевом направлении, после этого вокруг образца создавалось гидростатическое давление F_2, которое приводило к деформации образца в радиальном направлении. Давление F_2 увеличивалось до тех пор, пока стрелка индикатора не возвращалась в нулевое положение. Расчет коэффициента Пуассона производили по формуле $\mu = \frac{F_1}{2F_2}$, а модуля Юнга—$E = \frac{3(1-2\mu)}{\beta}$.

Определение упругих характеристик производилось в интервалах нагрузки от 0 до 700 кгс/см² при трех значениях температур: 20°С, 40°С и 100°С. В результате анализа полученных данных установлена четкая зависимость упругих характеристик от температуры и давления (табл. 15). При этом коэффициент Пуассона находится в прямой пропорциональной зависимости от температуры и давления, а коэффициент сжимаемости в обратной зависимости; объемная деформация находится в прямой корреляционной зависимости с давлением и в обратной с температурой.

Модуль Юнга находится в обратной пропорциональной зависимости с температурой и, начиная с $\sigma = 400$ кгс/см², — в прямой пропорциональной зависимости с давлением.

С помощью физических индикаторов оруденения и установленных зависимостей упругих характеристик от температуры и давления автор попытался разработать дополнительный к существующим метод определения глубины образования месторождений и рудных тел.

ВОЗМОЖНАЯ ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ ОТ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ, СУЩЕСТВОВАВШЕЙ В ПЕРИОД МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Этот вопрос имеет важное прикладное и теоретическое значение. Он всегда стоял и каждый раз с особой остротой встает перед геологами-производственниками и научными работниками. Сказанное объясняется тем, что от правильного решения этого вопроса зависят масштабы промышленных месторождений. С другой стороны, выясняя во-

прос глубины формирования месторождений, можно получить ответы и на многие аспекты их генезиса.

Для определения глубины формирования месторождений цветных металлов Болнисского района мы разработали специальный метод, а также использовали другие существующие методы и, в частности, воссоздание мощности надрудной толщи пород, детальный разбор которых дается в работах многих советских и зарубежных геологов и особенно в работах Ф. И. Вольфсона (1962) и И. П. Кушнарева (1961). Сущность метода, предлагаемого автором, заключается в следующем: путем детальных петрографических и минералогических исследований устанавливаются все петрографические разности пород, слагающих месторождение, и лабораторными исследованиями определяются их физические и петрохимические константы. При этом физические константы пород, которые слабо изменены поствулканическими, непосредственно предшествующими и сопутствующими оруденению гидротермальными процессами, принимаются за эталонные (фоновые); в целом породы по физическим и петрохимическим параметрам делятся на три группы: весьма благоприятные для процесса рудоотложения, благоприятные и неблагоприятные.

Физические параметры благоприятных и вмещающих оруденение пород принимаются в качестве индикаторов оруденения. Затем с помощью камеры высокого давления устанавливается зависимость физических индикаторов от температуры и давления при их одновременном воздействии. Породы, благоприятные по своим физическим параметрам для процесса рудоотложения, в обычных условиях, при определенной паре температуры и давления, обладают физическими параметрами, существенно отличными от физических индикаторов оруденения, и явно неблагоприятны для оруденения. Впоследствии на основании этой пары температуры и давления и, сопоставляя ее с естественным градиентом температуры и давления, присущей земной коре, мы можем рассчитать возможную глубину формирования месторождений и рудных тел.

В частности, выполняя работы в упомянутой последовательности для Маднеульского месторождения, нами было установлено, что основные физические индикаторы имеют следующие значения: коэффициент Пуассона (0,11—0,14), модуль Юнга—$1{,}9—2{,}10 \cdot 10^5$ кгс/см^2, эффективная пористость—5,51—7,69%, первая вязкость—$3{,}5 \cdot 10^7—7 \cdot 10^7$ кгсс/см^2 (V_F=6,02 кгс/с).

Проведение экспериментов в камере высокого давления по литокристаллокластическим туфам, туфобрекчиям и туффитам при температуре 40° и нагрузке 700 кгс/см^2, которые в первом приближении соответствуют глубинам 600—800 м, показало, что эти породы сохраняют значения коэффициента Пуассона (0,12—0,25), модуля Юнга, пористости и вязкости, отличимые от физических индикаторов.

Однако на указанных глубинах еще могут образоваться трещины скола, отрыва, а следовательно, и пути движения растворов, а также порожденные ими рудные тела, возникающие как путем выполнения открытых полостей, так и метасоматического замещения. Эксперимент при температуре 100° и давлении 700 кгс/см², который примерно соответствует глубине порядка 2000 м, показал, что на этой глубине физические характеристики пород меняются резко: коэффициент Пуассона колеблется в пределах (0,36—0,42), резко уменьшается пористость и увеличивается вязкость пород, с увеличением нагрузки уменьшается статический модуль Юнга, т. е. на этих глубинах породы обладают высокими пластическими свойствами и, следовательно, образование сколов, разрывов, а главное полостей становится менее вероятным. Учитывая все изложенные данные, максимальную глубину образования нижней части месторождений Болнисского рудного района определяем приблизительно в 1200 метров.

В первом приближении такой же вывод получается при изучении интересующего нас вопроса методом восстановления мощности стратиграфических разрезов и, в том числе, мощности надрудной толщи, существовавшей в процессе рудообразования. Анализ данных показывает, что медное и свинцово-цинковое оруденение в верхнем ярусе среднего структурного этажа приурочено исключительно к образованиям верхнего турон-сантона, общая мощность которых колеблется в пределах 700—800 м. Породы, слагающие продуктивную толщу Маднеульского месторождения, большей частью соответствуют верхней пачке горизонта $Cr_2\ t_2$—st мощностью 250—300 м. Если даже допустить, что в момент рудообразования над ними располагались образования кампана (мощность 200—500 м), то максимальная глубина формирования Маднеульского месторождения получается порядка 800 м.

Стратиграфический разрез Квемо-Болнисского месторождения охватывает нижнюю часть верхней пачки горизонта Cr_2t_2—st, среднюю пачку, представленную пирокластолитами и лавами пироксеновых и диабазовых порфиритов (мощность 250 м), и верхнюю часть нижней пачки. Если также допустить наличие над вулканогенными образованиями в период минерализации образований кампана (мощность 200—500м), максимальная глубина формирования Квемо-Болнисского месторождения определяется цифрой, приближающейся к 1000 м.

Верхняя часть разреза Цителсопельского месторождения перекрывает нижнюю часть Квемо-Болнисского месторождения, т. е. максимальную глубину формирования Цителсопельского месторождения можно принять 1200 м.

Наметившаяся глубина формирования оруденения подтверждается изучением структур и морфологических особенностей интрузивных пород, развитых в пространственном сонахождении с рудными телами. На Квемо-Болнисском месторождении получили развитие дай-

ки порфиритов, диабаз-порфиритов, альбитофиров, кварцевых альбитофиров и дацитов, которые при порфировом строении имеют соответственно аллотриоморфнозернистую, диабазовую, панидиоморфнозернистую, пойкилитовую и микропегматитовую структуру основной массы. Эти структуры пород являются разновидностями полнокристаллических структур, что говорит о формировании указанных тел в гипабиссальных условиях или в переходных от субвулканических к гипабиссальным условиям.

В результате проведенных исследований приходим к выводу, что дациты в пределах Квемо-Болнисского месторождения представлены не штоками, а лакколитами и вытянутыми вдоль глубинных разломов дайковыми телами. Соответственно классификации интрузий Н. Раста (1972), основанной на характеристике их соотношений с вулканическими породами, остывающими на дневной поверхности, на основании наблюдаемой формы, структуры и состава (см. выше), рассматриваемые породы следует отнести к гипабиссальным образованиям.

При изучении под микроскопом магматических пород Маднеульского месторождения полнокристаллическая структура основной массы устанавливается в единичных случаях, что подтверждает правомерность вышесделанного нами вывода о формировании Маднеульского месторождения на субвулканическом уровне. Однако при этом следует отметить, что судить о глубине формирования месторождения только лишь на основании изучения структур интрузивных пород нельзя, поскольку, как это справедливо отмечают Г. М. Саранчина, Н. Ф. Шинкарев (1967), в отдельных случаях полнокристаллические структуры могут проявиться и в экструзивных образованиях, формирующихся в условиях медленного охлаждения, либо в краевых частях гипабиссальных тел.

Ловеринг на основании: 1) экстраполирования геотермического градиента, 2) воссоздания стратиграфической колонки пород, существовавшей во время рудоотложения, 3) введения поправки на давление и 4) учета степени раздробленности доломитов определил глубину формирования месторождения Гилмен, залегающего в доломитах и кварцитах (Центральное Колорадо) в пределах 1400—4200 м (Вольфсон, 1962).

Однако на глубине 4200 м давление в первом приближении составит 4 кбр, а температура около 160°. При таком сочетании температуры и давления вряд ли возможно хрупкое дробление доломитов, т. е. максимальный предел формирования месторождения Гилмен нам представляется Ловерингом завышенным.

Методом декрепитаций, а также гомогенизации газожидких включений с учетом влияния давления можно определить температуры формирования рудных минералов. Кроме того, температуры образования минералов можно определить также по структурам распада твер-

дого раствора, к чему мы неоднократно прибегали при решении вопроса температуры формирования руд. Однако установленные этими методами температуры очень осторожно нужно использовать при решении вопроса глубины формирования месторождения, поскольку при отложении рудных минералов из гидротермальных растворов, кроме градиента температуры и давления с глубинной земли, важное значение имеет тепло, приносимое самими растворами.

Таким образом, предлагаемый нами подход, учитывающий зависимость физических индикаторов оруденения от одновременного эффекта температуры и давления, должен, как нам кажется, также найти применение среди других методов определения глубины формирования месторождений.

Как было ранее отмечено, некоторые исследователи допускают генетическую связь медного и свинцово-цинкового оруденения с вмещающими их эффузивными породами. В таком случае глубины формирования Маднеульского и Квемо-Болнисского месторождений должны были быть крайне незначительными, что противоречит приведенным ранее данным.

С другой стороны, отстаиваемое автором представление о гидротермальном образовании руд на позднем посторогенном этапе подтверждается исследованиями многих видных советских и зарубежных авторов. В. В. Щербина (1977) для выяснения генезиса месторождений спорного происхождения разработал ряд критериев. На основании этих критериев руды гидротермального происхождения характеризуются: 1) отсутствием монотонности состава руд и их изменений, 2) развитием минеральной ассоциации холькозин-антимонит, являющейся запрещенной для осадочного минералообразования, 3) присутствием типичных гидротермальных минералов (теллуриды и др.) и отсутствием типичных минералов и элементов осадочного рудообразования (керчинит, вавелит, гояцит, вивианит), 4) наличием в железных шляпах сульфидных месторождений Se, Te и т. д.

Большинство этих признаков являются характерными и для изучаемых нами руд, что подтверждает их гидротермальное происхождение.

Э. Ингерсон (1977), доказывая несостоятельность эксгаляционно-вулканогенно-осадочной гипотезы формирования некоторых сульфидных (колчеданных и др.) месторождений, привел интересные соображения. Учитывая возможную температуру и давление для предполагаемого подводного рудоотложения, он показал, что полученные при этом параметры (до 300°С и 20—40 атм.) не соответствуют показателям растворимости основных рудных компонентов. По его данным, формирование колчеданного оруденения может происходить только на глубинах, превышающих 1,5—2,0 тыс. метров, при метасоматическом давлении 350—510 атм и t=400—500°С.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ РАЗМАХ ОРУДЕНЕНИЯ

Ранее мы охарактеризовали серию структурно-морофологических типов рудных тел. Каждая морфологическая разновидность характеризуется специфичными особенностями размещения и своими критериями для определения глубины распространения оруденения, требуя в каждом случае своего специфического подхода (применения разнокомбинированных методов разведки) для оценки ее запасов.

Главным фактором, определяющим закономерности размещения описанных нами месторождений, является нахождение пластообразных рудных тел в шарнирных частях и на крыльях главной (Зураб-Набакребской) брахиантиклинали СЗ простирания и приуроченность их ко вторичным кварцитам, благоприятным по своим физико-химическим свойствам и удельной трещиноватости. При этом по прослеживанию пластообразные рудные тела ограничиваются наложенными на упомянутую складку рудоподводящими и рудораспределяющими разрывами. Это приводит к тому, что масштабы оруденения по площади большей частью зависят от условий проявления более молодых разрывных нарушений нежели от размаха крыльев Зураб-Набакребской брахиантиклинали.

Для определения масштабов и возможной глубины формирования пластообразных тел были составлены геологические разрезы и особенно детально изучены специальными петрографо-минералогическими исследованиями стратиграфические разрезы, пересеченные структурными скважинами. Разрез по структурной скважине 16/259, пробуренной до глубины 721,0 м вблизи сводовой части Зураб-Набакребской брахиантиклинали, показал, что балгоприятные горизонты для формирования пластообразных рудных тел вторичных кварцитов встречаются лишь в самой приповерхностной части разреза.

Проведенные наблюдения над размещением вторичных кварцитов в продуктивных толщах Маднеульского, Квемо-Болнисского, Цителсопельского месторождений и Абульмулькского рудопроявления показывают, что их мощные горизонты получили распространение лишь до глубины 300 м, а отдельные маломощные горизонты и линзы подсекаются, на глубинах, не превышающих 300—500 м. Учитывая только что изложенные данные, приходим к выводу, что установленный размах оруденения в изученных пластообразных рудных телах составляет в среднем 250—300 м.

Как уже упоминалось ранее, формы и условия залегания медных и свинцово-цинковых рудных линз на изученных месторождениях определяются сложным сочетанием крутопадающих и пологих разрывных нарушений, даек интрузивных пород, контрастными физико-механическими свойствами рудовмещающих горизонтов слоистых толщ и прежде всего их способностью к фильтрации рудоносных растворов. При этом в качестве рудовмещающих могут являться: вторичные кварциты разных фаций; псаммитовые, каолинизированные туфы кварцевых аль-

битофиров; окварцованные туфы кварцевых альбитофиров крупнообломочные; туф кварцевого альбитофира или альбитофира окварцованный; пористые туфы; среднеобломочные туфы; окварцованные туфобрекчии; пористый аргиллизит; гидрослюдизированные, литокристаллокластические туфы кварцевых альбитофиров и др. разности. Практика разведки рудных тел на изученных месторождениях показала, что возможная глубина их распространения от современной поверхности достигает 500 м. В пределах Квемо-Болнисского месторождения наибольшей глубины, по сравнению со всеми рудными телами, достигающей 440 м, обладает северо-восточная часть линзы 6. Характерно, что в этой части месторождения, расположенные одна над другой линзы 6, 5, 4, 7 постепенно погружаются в СВ направлении и их полная промышленная оценка еще не окончена. Все эти линзы (рис. 86) по своим размерам и содержанию полезных компонентов представляют промышленный интерес.

Картирование минерализованных трещин на дневной поверхности и в горных выработках, а также проведенная морфологическая типизация рудных тел представили возможность установить на всех охарактеризованных ранее главных месторождениях и Давид-Гареджском рудопроявлении помимо пластообразных и линзообразных также трещинные рудные жилы.

Трещинные жилы с медносульфидной минерализацией вытягиваются вдоль сколов, имеющих идентичные с главными рудоподводящими сдвигами элементы залегания (аз. пад. 10°, ∠ 72°, аз. пад. 190°, ∠75°, аз. пад. 270°, ∠70°). Трещинные жилы встречаются также в сколовых нарушениях, обладающих аз. пад. 320°, ∠80° и аз. пад. 320°, ∠45°. Образование первых трещин связано с движением блоков фундамента вдоль глубинных разломов, и имеются основания для предположения, что они прослеживаются на большой глубине, по-видимому составляющей 600 и более м. Что касается рудных жил, вытягивающихся вдоль двух других систем сколов, то эти нарушения, очевидно представляют собой сопряженные с главными нарушениями боковые оперяющие трещины. Минерализация по этим нарушениям распространяется на меньшую глубину. Установленные нами наклонные рудные столбы, локализующиеся в местах искривления по простиранию рудораспределяющего разрывного нарушения с аз. пад. 310°, ∠ 50°, видимо, также прослеживаются на относительно небольшой глубине. Минерализованные участки в пределах главных рудоподводящих сдвигов (мак. III и VI) приурочены к приоткрытым (разгруженным) участкам. Теоретически такие участки проникают на большую глубину и можно предполагать, что развитая вдоль них минерализация также будет распространяться на значительные глубины.

Как было отмечено, свинцово-цинковые рудные жилы на Мадневульском месторождении сформировались вдоль разрывов, являющихся

оперяющими крутопадающими сколами по отношению к северному рудоподводящему разлому и вряд ли можно рассчитывать на их распространение по падению на очень большие глубины.

Сложные медные и свинцово-цинковые рудные жилы распространены во вторичных кварцитах главным образом по системам трещин отрыва — аз. пад. 24°, ∠80° (подновленная) и аз. пад. 190°<60°. Их глубина распространения может достичь 500 м.

Штокверковые зоны обычно приурочены к узлу пересечения близширотных рудоподводящих сдвигов и разрывных нарушений СВ простирания, либо же развиты в месте пересечения рудоподводящими системами пологозалегающих, малопроницаемых лав, сохранившихся от эрозии (Цителсопельское месторождение). Первые из них должны обладать значительным вертикальным размахом и можно предполагать, что с глубиной оруденение будет концентрироваться в более сосредоточенных разрывах и штокверковые зоны перейдут в трещинные жилы. Рудные тела, приуроченные к участкам пересечения крутопадающими разрывами малопроницаемых лав, имеют значительные размеры в латеральном направлении и ограничиваются по простиранию крутопадающими рудоподводящими разрывами. Их вертикальный масштаб незначительный и соответствует мощности упомянутых непроницаемых лав.

Рудные гнезда, залегая в зоне крутопадающих рудоподводящих нарушений, сменяя одно другого, по вертикали, вероятно, могут распространяться на относительно большие глубины.

Рудные столбы, приуроченные к крутопадающим трещинам и зонам растяжения, закономерно сочетающимся с главными сдвигами Маднеульского месторождения, очевидно будут прослеживаться на относительно большие глубины. В противовес им небольшим вертикальным размахом будут обладать рудные столбы, локализующиеся в местах искривления подошвы роговообманковых дацитов (Квемо-Болниси). Эти рудные тела обладают перспективами распространяться лишь по латерали.

Суммируя изложенные данные, приходим к выводу, что вертикальный размах основных медных и свинцово-цинковых рудных тел может достигать 600 м. Соответственно дальнейшее проведение буровых разведочных скважин должно быть сосредоточено на этом интервале. Корни глубокопроникающих (свыше 600 м) рудных столбов должны быть оценены после того как горные эксплуатационные работы достигнут достаточно больших глубин.

ГЛАВА VIII

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

ВЫВОДЫ

Подводя итоги проведенным исследованиям, приходим к следующим выводам:

I. По геологическому строению района и структурно-геологическим позициям рудных полей —

1. Болнисский рудный район характеризуется полицикличностью геологического развития и отдельные тектонические блоки, развитые в его пределах, обладают своими специфическими геологическими особенностями. Для всего Болнисского рудного района в целом характерно, что развитые в его пределах горные породы слагают четыре структурных этажа: а) фундамент, б) геосинклинальный этаж, в) платформенный, г) позднеорогенный. Фундамент сложен нижнепалеозойскими метаморфическими породами, гранитоидами Pz_2 и субконтинентально-вулканогенными породами кварцпорфир-альбитофирового составов (карбон, Pz_3). На породах фундамента залегают образования геосинклинального структурного этажа, представленные юрскими и меловыми отложениями. Последние в свою очередь перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями палеогенового возраста, возникшие в условиях слабых элейрогеннических движений. Стратиграфический разрез заканчивается накоплением вулканитов конечных этапов эффузивной деятельности, представленных породами неоген-четвертичного возраста, выполняющих отрицательные морфо-тектонические элементы.

2. Анализ материалов, собранных автором, по литологии, стратиграфии, тектонике и магматизму района с учетом данных других исследователей приводит к заключению, что история его геологического развития обладает рядом черт, сближающими интересующий нас район с областями, претерпевшими субплатформенное развитие.

3. В районе развиты медные, свинцово-цинковые, железорудные, молибденовые, марганцевые, баритовые, золото-серебряные и ртутные месторождения и рудопроявления. Установлены также неметаллические месторождения: клиноптилолита, морденита (открытые с участием автора), декоративных туфов, мраморизованного известняка, литографского камня, дацита, базальтов, диабаз-порфирита и другие. Все упомянутые полезные ископаемые сформировались в различных структурно-фациальных условиях.

Основываясь на детальных структурных исследованиях на ряде месторождений района и базируясь на выявленных закономерностях размещения рудных месторождений, представляется возможным заключить, что: а) поступление рудоносных растворов происходило после остывания эффузивов, синхронно, с орогеническими движениями, приведшими к подновлению ранее возникших разрывных нарушений, б) в

результате выполненных исследований представляется возможным более обоснованно прогнозировать масштабы месторождений всех главнейших рудных формаций.

4. В пределах самого крупного блока Болнисского рудного района, отождествляющегося с Маднеульско-Поладаурской рудной зоной, сосредоточены главные промышленные медные и свинцово-цинковые месторождения района. Особенности структуры этого блока определяются: пологой складчатостью: частым переслаиванием эффузивно-осадочных пород разного состава; развитием глубинных разломов близширотного и близмеридионального простирания, вдоль которых выявляются эпицентры глубоких землетрясений, а также высокой плотностью развитых разрывных нарушений более высокого порядка и внедрением глубинных магматических образований.

5. Структурно-геологическая позиция рудных полей в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны обусловлена: а) наличием близширотных сквозных разрывов, а также складок тектонического происхождения верхнемелового и досреднеэоценового возраста, б) развитием массивов изверженных пород, с частью из которых (дациты) медное и свинцово-цинковое оруденение находятся в структурной связи.

II. По геологии месторождений —

1. Маднеульское месторождение медных и свинцово-цинковых руд залегает на субвулканическом уровне, в верхней пачке вулканогенно-осадочных образований турон-сантора, которые по петрографическому составу соответствуют породам кварц-диабаз-кератофировой формации. Квемо-Болнисское и Цителсопельское месторождения залегают в переходной от субвулканической к гипабиссальной зоне. Разрез Квемо-Болнисского рудного поля включает: нижнюю часть верхней пачки турон-сантона; среднюю пачку, представленную лавами и пирокластолитами авгитовых и диабазовых порфиритов и верхнюю часть нижней пачки, сложенной туфами кислого состава с прослоями мергелей.

Петрографические и петрохимические исследования пород, обнажающихся на площади развития Маднеульской группы месторождений, позволяют различать среди них следующие формации магматических пород: 1) кварц-диабаз-кератофировая; 2) андезито-дацитовая; 3) липарито-дацитовая и 4) долеритовая.

Альбитофирами слагаются крутопадающие дайки и пластообразные залежи, переслаивающиеся с вулканогенными породами кислого и среднего состава; они образованы в результате альбитизации плагиоклазовых порфиритов, кварцевых порфиритов и кварцевых диоритов. Кварцевые альбитофири по их меланократовости и отношению R_2O : RO образуют самостоятельную формацию магматических образований. Вариационные кривые и другие материалы показали, что исходными породами

кварцевых альбитофиров являются эффузивные липаритовые порфиры, либо кварцевые кератофиры, представляющие собой эффузивные аналоги кремнекислотных и щелочных гранитов.

2. Верхнемеловые вулканогенные породы в пределах месторождений интенсивно изменены в результате наложения на них поствулканических и более поздних гидротермальных процессов. Эти изменения привели к образованию четко различающихся между собой пропилитов, аргиллизитов, вторичных кварцитов, огипсованных туфов и некоторых других пород.

В пределах Маднеульского месторождения низкотемпературная (100—220°) аргиллизация накладывается на предшествующую ей низко-среднетемпературную пропилитизацию. Обе разновидности гидротермально-измененных пород образованы в процессе околожильного и околотрещинного выщелачивания.

Из разнообразных гидротермалитов сравнительно широкое распространение приобрели желтовато-белые кварциты и светло-серые кварциты, представленные различными фациальными разностями. Обе разновидности вторичных кварцитов являются околотрещинными образованиями. Исследования показали, что разрывные нарушения, служившие каналами для растворов, обусловивших формирование этих метасоматитов, возникли в период складчатости, протекавшей в ларамийскую фазу. Светло-серые кварциты представляют собой более глубинные и краевые фации вторичных кварцитов.

3. Картируемые в пределах месторождений складки с осями, вытянутыми в близширотном и СЗ направлениях, имеют тектоническое происхождение и, соответственно, верхнемеловой и досреднеэоценовый возраст. С формированием этих складок сопряжена система разрывов, для которой характерными чертами являются: а) постоянная и закономерная ориентировка относительно структурных координат (А, Б, С) складок; б) наибольшая удельная плотность в меловых образованиях, что позволяет со своей стороны судить о возрасте некоторых жильных пород (дациты) и метасоматитов, непосредственно предшествующих оруденению. По ориентировке максимумов трещин эти образования явно не принимали участие в складчатости.

Наряду с этим, специальными исследованиями выделяется молодая система трещин и разрывов, которые не подчиняются плану деформации, протекавшей в процессе меловой складчатости, и в ряде случаев разрывают и смещают более ранние структурные элементы и, следовательно, являются результатом самостоятельного этапа деформации. К таким нарушениям относятся предверхнеэоценовые разрывные нарушения — системы трещин и разрывов, несущих рудную минерализацию, а также крупные нарушения, контролирующие размещение медно-барито-свинцово-цинкового оруденения района.

III. По минеральному составу руд —

1. Маднеульское, Квемо-Болнисское и Давид-Гареджское место-

рождения включают рудные участки, несущие как медное, так и свинцово-цинковое оруденение. Тогда как на Цителсопельском месторождении установлено только лишь медное оруденение. Первичные медно-сульфидные руды сформировались в кварц-гематит-хлоритовую, кварцево-пиритовую и кварцево-сульфидно-карбонатную стадии минерализации. Свинцово-цинковое оруденение возникло в кварц-пирит-баритовую, халькопирит-барит-галенит-сфалеритовую и барит-галенит-сфалеритовую стадии, каждая из которых образует свои разновидности руд. Медное и свинцово-цинковое оруденение образовано в результате проявления двух подэтапов единого этапа минерализации. Тесная генетическая связь упомянутых подэтапов и стадий минерализации и их генетическая общность доказывается контролем всего оруденения сдвиговыми разрывными нарушениями и установленной последовательностью кристаллизации минеральных ассоциаций и отдельных минералов. Проведенные исследования позволяют различать в рудах обоих подэтапов массивные, брекчиевидные, брекчиевые, полосчато-колламорфные, симметрично-полосчатые, друзовые и прожилково-вкрапленные текстурные разновидности.

2. Проведенное изучение разнокомпонентных систем минеральных парагенезисов, структур распада твердых растворов, температур гомогенизации и декрепитации первичных включений в рудных минералах показывают, что в целом минеральные парагенезисы медных руд сформировались в температурном интервале 50—560°С, а минеральные парагенезисы свинцово-цинковых руд в температурном интервале 60—290°С. Температурные минимумы соответствуют кристаллизации из растворов гипса и барита.

3. В медных рудах и их концентратах устанавливаются повышенные содержания индия, германия, висмута, селена, теллура, таллия и кадмия. При этом Se, Te, Bi и Au обнаруживают корреляционную зависимость от содержания меди, эмпирически выражающуюся следующими формулами: Se=0,000503 Cu, Te=0,0004571 Cu, Bi=0,000992 Cu, Au=0,00025 Cu.

В главных рудных минералах и в концентратах цинковых, пиритовых и галенитовых руд устанавливаются повышенные содержания упомянутых элементов. В частности, в сфалерите выявлены Cd, Ga, Tl, Au, Ag; в пирите—Tl, Au, Ag; в галените—Cd, Ga, Ag. В связи с отмеченным автор в 1974 году рекомендовал горно-рудному предприятию производить комплексное использование всех компонентов руд и поставить перед потребителем вопрос об оплате не только за главные компоненты, входящие в состав руд, но и за установленное содержание в концентратах Se, Te, драгметаллов, которые извлекаются на металлургическом заводе, а также за другие элементы (Cd, Tl, In, Bi), накапливающиеся в конвертерной пыли и подлежащей отправке для разделения в соответствующие заводы.

4. В распределении различных комплексов руд в пределах месторождений наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность, обусловленная поступлением порции растворов разного состава на фоне вспышек трещинообразования, протекавших в триалетскую орогеническую фазу. Распределение минеральных ассоциаций отдельных стадий, наблюдаемое в пределах контуров рудных тел, обусловлено зональностью отложения и фильтрации.

5. В обеих, описанных ранее, разновидностях вторичных кварцитов получили развитие две генерации золота, возникшие в разные стадии минералообразования. Раннее золото находится в свободном пылевидном состоянии в мелких зернах кварца, либо же является субмикроскопическим и входит в состав пирита, связанного с ранней стадией гидротермального процесса. Более позднее золото входит в состав теллуридов, либо же проявлено в самородном виде и образует в рудном кварце, а иногда в халькопирите и пирите изометрические выделения размером 0,01—0,03 мм (Ткемаладзе, 1974).

По степени золотоносности среди различных участков намечается следующий ряд: вторичные кварциты рудоносного штокверка Цителсопельского месторождения, восточной линзы Маднеульского месторождения, центральной линзы Маднеульского месторождения, сводовых частей Зураб-Набакребской и Чох-таг-ялской антиклиналей, Абульмулькского рудоуправления меди, Квемо-Болнисского месторождения, района железорудных месторождений. Наряду с повышенной золотоносностью вторичные кварциты обладают относительно большим объемом и, соответственно, извлечение находящихся в них ценных компонентов имеет большое народнохозяйственное значение.

IV. По структурным условиям формирования руд —

1. Геологическая позиция главнейших сульфидных месторождений в пределах рудных полей обусловлена: 1а — наложением предверхнеэоценовых сдвигов на поперечные тектонические элементы (брахиантиклинали СЗ простирания и нарушения, сопряженные с ними); 1б — наличием пород с контрастными значениями физико-механических свойств: пористости, модуля Юнга, коэффициента Пуассона, вязкости и прочности. При этом кварцевые альбитофиры, порфириты, дациты, аргиллизиты и тектонические глины неблагоприятны для отложения руд и выполняли экранирующую роль для поднимавшихся снизу рудоносных растворов, а вторичные кварциты монокварцевой, кварц-глинистой, кварц-серицитовой, кварц-серицит-хлоритовой фации, а также различные разновидности туфов кварцевых альбитофиров являются благоприятными горизонтами для трещинообразования и формирования руд.

2. Развитие геологических структур рудных полей и месторождений протекало в ряд последовательных этапов: 1) эффузивный с характерными для него вулканическими структурами; доср.неэоценовый, соответствующий периоду орогенных движений, когда в условиях сжатия сформировались складки близширотного и северо-западного простирания, соп-

ряженные с ними системы разрывов, позднее выполненных дайками альбитофиров, кварцевых альбитофиров (становление последних происходило на фоне восходящих движений); предрудный (предверхнеэоценовый), характеризующийся ориентировкой сжимающих усилий в субмеридиональном направлении, обусловившим трещинное извержение дацитов с образованием даек и лакколитовых тел вдоль линии расколов в фундаменте; оруденение последайковое, обнаруживает структурную связь с дацитами и связано со сдвиговыми деформациями — аз. пад. 175°, ∠80° и аз. пад. 352°, ∠ 80°, наложенными на вышеперечисленные структурные элементы (в том числе и на дайки дацитов) и ограничивающими рудные блоки с юга и с севера. Этот план деформации увязывается с конечными импульсами орогенетических движений триалетской орогенической фазы; в пострудном периоде проявляются дифференциальные движения (вид нагружения—растяжение), в связи с чем блоки с близповерхностными рудными телами оказались в области эрозии и частично или полностью оказались размытыми.

3. Рудовмещающая структура в пределах месторождений характеризуется сочетанием благоприятных литологических свойств вмещающих пород, секущих их разрывных нарушений, проявленных складчатых форм и даек интрузивных пород с благоприятным для оруденения глубинным уровнем. Анализ полученных геологических данных позволил выделить семь главнейших форм рудных тел: пластообразные залежи в крыльях антиклиналей (Маднеули), рудные линзы, трещинные рудные жилы, камерные жилы, штокверковые зоны, рудные гнезда, рудные столбы. Среди последних различаются: а) клинообразные в плане рудные столбы, ограниченные разрывами; б) наклонные рудные столбы, локализующиеся в участках искривления по простиранию рудоконтролирующих нарушений с азимутом падения 310°, < 50°; в) наклонные рудные столбы в шарнирных частях складок, возникших вдоль сдвигов с азимутом падения 270°, < 90°; г) рудные столбы в трещинах и зонах растяжения, закономерно сочетающиеся с упомянутыми системами сдвигов; д) пологие рудные столбы, приуроченные к участкам изгиба подошвы роговообманковых дацитов (Квемо-Болниси).

4. В возникновении разрывных нарушений и локализации руд особо важную роль играли физико-механические свойства пород; $П_{общ}$, $П_{эфф}$, γ, δ, $\sigma_{сж}$, $\sigma_р$, τ, $\tau_о$, $E_{дин}$, $E_{ст}$, μ, η_1, η_2, G эталонные значения которых были установлены за пределами контура гидротермально-измененных вмещающих пород. Рудоподводящие и рудораспределяющие разрывы наиболее часто прослеживаются вдоль границы пород с резко различными значениями Модуля Юнга. Различные фации вторичных кварцитов, обладающих низкими значениями коэффициента Пуассона, характеризуются большой склонностью к хрупкому разрушению и интенсивным развитием трещин, используемых впоследствии рудоносными растворами. Резкие колебания в параметрах эффективной и общей порис-

тости создают благоприятные условия для перепадов в термодинамических состояниях рудоносных растворов и кристаллизации рудных минералов. В целом оруденение распространяется в сторону высокопористых пород. За контурами Маднеульского месторождения эффективная пористость пород колеблется в пределах 1,83—8,7%, а внутри контура доходит до 14%.

Тектонические напряжения не на всех участках превышали прочность неизмененных магматических тел кварцевых альбитофиров, дацитов, диабазовых и авгитовых порфиритов, которые в ряде случаев играли роль малопроницаемых экранов для поднимавшихся снизу рудоносных растворов. Своеобразным барьером для рудоносных растворов выступали также тектонические глины, милониты, малопористые аргиллизиты и другие малопроницаемые породы, обусловившие фильтрационный эффект в процессе рудоотложения. На Цителсопельском месторождении устанавливается четкая взаимосвязь между содержанием меди в рудах и механическими свойствами вмещающих пород.

Наиболее благоприятными для оруденения породами с их физико-механическими свойствами (физическими индикаторами оруденения) устанавливаются прямые зависимости, которые обусловливаются эффективной пористостью (5,51 — 7,69%); общей пористостью (8,6—9,2%); коэффициентом Пуассона (0,11—0,14); статическим модулем Юнга (1,21—1,25); коэффициентами вязкости. Между вязкостью и эффективной пористостью существует обратная корреляционная связь, а между динамическими и статическими модулями Юнга зависимость выражается соотношением $E_{дин} = 1{,}5E_{ст}$.

V. По вопросам генезиса медных и свинцово-цинковых месторождений —

1. На изученных месторождениях различаются вулканогенно-осадочные, метасоматические, магматические и рудные геологические формации. Вулканогенно-осадочные образования преимущественно представлены эффузивной фацией — туфобрекчиями и туфами плагиоклаз-порфиритового и кварц-альбитофирового состава; пирокластолиты и лавы пироксеновых порфиритов. В отдельных местах в районе фиксируются некки кварцевых альбитофиров, представляющие собой жерловую фацию. Метасоматические формации представлены пропилитами, аргиллизитами и вторичными кварцитами. В кварц-диабаз-кератофировой формации верхнего мела выделяются породы субвулканической фации и мелкие штоки пироксеновых порфиритов, диабаз-порфиритов, кварцевых порфиритов; дайки и тела неправильной формы альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Гипабиссальная фация здесь представлена силлами и дайками кварцевых диоритов. В габброидной магматической формации верхнего мела выделяются силлы и дайки гипабиссальной фации габброидов. Все перечисленные выше формации и фации изверженных пород образованы в процессе проявления турон-сантонского

тектоно-магматического цикла на стадии геосинклинального прогибания, либо при последующем поднятии.

Медно-свинцово-цинковая рудная формация накладывается на все перечисленные формации изверженных пород и не обладает общностью магматического очага со вмещающими образованиями.

2. Наблюдаемая пространственная связь оруденения с некоторыми членами упомянутых выше формаций пород являются чисто структурной. Связь эта обусловлена: 1. Высокой эффективной пористостью некоторых пород эффузивной фации. 2. Интенсивной тектонической нарушенностью вторичных кварцитов метасоматической формации. 3. Широким распространением эффузивных и метасоматических образований кислого состава, способных охотно вступить в обменные химические реакции с щелочными рудоносными растворами. 4. Высокой способностью группы пород, особенно с наложенным процессом окварцевания, к хрупким деформациям.

Из элементов-примесей, выявленных в медных и свинцово-цинковых рудах, самый большой их спектр концентрируется в предверхнеэоценовых дацитах. Кроме того, некоторые рудные тела на Квемо-Болнисском месторождении залегают в подошве даек роговообманковых дацитов с развитием обогащенных участков в местах изгиба этой подошвы. Однако автор на основании все же своеобразной геохимической специализации руд и вытянутости оруденелых блоков, а также на основании анализа всего имеющегося материала приходит к выводу, что источник рудоносных флюидов находился на большей глубине по сравнению с упомянутыми очагами и подчеркивает, что рудная формация и формация андезито-дацитов выявляют лишь структурную связь, камера магмообразования дацитов находилась по пути поднятия колонны рудоносных флюидов.

3. Медное и свинцово-цинковое оруденение в Болнисском рудном районе формировалось в связи с отщеплением рудоносных флюидов от поднимающейся разуплотненной мантии и их миграции по синхронно раскрывающимся зонам разрывов, представляющих собой глубокофокусные разломы типа сдвигов. Глубинный уровень отделения рудоносных флюидов находится на большой глубине по сравнению с глубиной камер магмообразования, являвшихся источником формирования субвулканических образований и малых интрузий. Поднятие флюидов из разуплотненной мантии является результатом плотностно-температурных возмущений, вызванных подкоровыми конвекциями и изменениями в угловых скоростях вращения Земли.

Подобные представления вносят новые идеи в теорию формирования гидротермальных рудных месторождений, и они находят все новых и новых сторонников (Гогишвили и др., 1976; Казарян, 1976; Мовсесян, 1976), которые приходят к заключению, что гидротермальные месторождения малого Кавказа сформировались в позднеальпийскую эпоху и не связаны с развитием юрского, мелового и раннетретичного магматизма.

4. Источником руд металлов выступают флюиды, содержащие в надкритичном состоянии воду, углекислоту, солевые и рудные компоненты и магматические расплавы мантийного происхождения. Металлы, мигрируя в верхние горизонты земной коры, при определенной эволюции процесса вовлекаются в водно-флюидную фазу, из которой впоследствии образуются рудоносные гидротермальные растворы.

Газовый анализ и криометрия включений рудных и жильных минералов говорят о том, что наруду с Cl и S в соединениях, переносящих металлы, принимали участие P, B, F. Все эти пять элементов по геохимической природе близки друг к другу.

В момент зарождения гидротермальных растворов стимулирующими факторами в их движении, видимо, выступали движущая сила газовой фазы, находящейся под поднимающейся колонной гидротермальных растворов, литостатическое давление, вызванное силой веса вышележащих пород. Разность в давлениях и другие факторы неравновесия в этом случае, видимо, играли второстепенную роль. На верхних уровнях, очевидно, сыграли роль обратные явления. В отдельных случаях, наряду с другими факторами, движение рудоносных растворов было обусловлено действием сил, которые одновременно обусловили и сдвиговые перемещения по рудоносным разломам.

5. Кристаллизация руд в зоне рудоотложения вызывалась: а) понижением температуры и, особенно, давления; б) изменением pH и Eh растворов; в) изменением концентрации тех или иных компонентов растворов; г) проникновением растворов в благоприятные структруные ловушки, ограниченные одной, двумя, тремя или более поверхностями разрывов. Руды кристаллизовались в полостях, но преимущественно возникали путем метасоматического замещения рудными минералами рудовмещающих пород.

6. Показана возможность корреляции данных при определении глубины формирования месторождений от поверхности земли, существовавшими в период минерализации, полученных различными известными методами. Для этого необходимо учитывать выявляемое изменение физических индикаторов оруденения в зависимости от температуры и давления, соответствующие разным глубинным условиям. Для этого выполнялись эксперименты в камере высокого давления, установленного на приборе УМПГ-3. Согласно проведенным расчетам, этим методом формирование Маднеульского, Квемо-Болнисского и Цителсопельского месторождений происходило соответственно на глубинах 800, 1000 и 1200 м. Такие же глубины устанавливаются методами: изучение стратиграфических разрезов, существоваших в процессе минерализации, и изучение структур интрузивных пород.

7. Установленный вертикальный размах для всего оруденения района составляет 450—600 м. Рудные столбы, приуроченные к зонам растяжения вдоль сдвигов, распространяются на большие глубины. Однако их оценку целесообразно проводить лишь после того, как эксплуатационные горные выработки достигнут значительных глубин.

ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРЕДЛОЖЕНИЯ И ДАЛЬНЕЙШЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

В результате проведенных геолого-поисковых и разведочных работ (1962—1972 гг.), в которых автор принимал непосредственное участие, в Болнисском рудном районе выявлено и передано промышленности Маднеульское медно-свинцово-цинковое месторождение и произведена предварительная оценка запасов Квемо-Болнисского месторождения цветных металлов (табл. 23). Кроме того, при участии и под руководством автора выявлено ряд проявлений клиноптилолита, морденита и других видов неметаллических полезных ископаемых (1972—1976 гг.).

Производя изучение геологии отдельных месторождений и рудопроявлений и детально обрабатывая собранный материал, на котором базируется предлагаемая книга, автор направлял свои усилия прежде всего на расширение минерально-сырьевой базы Болнисского рудного района. Наряду с отмеченным автором выполнял исследования по прогнозированию и выделению перспективных на оруденение площадей, базирующиеся на изучении геологического строения района. Обращал особое внимание на разработку поисковых критериев, базирующихся на выяснении структурных условий формирования изученных месторождений. Эти поисковые критерии оказываются существенно разными для площадей, сложенных породами фундамента и нижнего структурного яруса геосинклинального этажа, в которых прежде всего возникали жильные месторождения цветных металлов. Перспективными для выявления таких месторождений являются площади, тяготеющие к Дамблудскому Pb—Zn месторождению и полоса развития юрских отложений, находящаяся восточнее этого месторождения; перспективными также являются Локская и Ивановская площади (рис. 1). Проведенными к настоящему времени поисковыми и разведочными работами на упомянутых площадях уже частично выявлены отдельные рудные жилы и аномалии. Однако выполненные работы имеют относительно небольшой объем, и настало время увеличить объем этих работ и проводить их более детально с учетом разработанных поисково-оценочных критериев. Высказанные предложения некоторыми исследователями о возможном переходе на глубину рудных жил в пластовые тела являются для данных геологических условий необоснованными.

В верхнем структурном ярусе геосинклинального структурного этажа, в Маднеульско-Поладаурской рудной зоне, поиски целесообразно проводить в пределах тех площадей и узлов, где тектонические элементы, возникшие в триалетскую фазу, накладываются на верхнемеловые (брахискладки СЗ простирания) при условии пересечения дорудными разрывами благоприятных по своим физико-механическим свойствам вмещающих пород, включающие в своем составе вторичные кварциты,

Таблица 22

Состояние перспективных запасов на 1.I—1973 г. в условных единицах

Наименование перспективных площадей	Размер площади, км²	Подсчитанные запасы по кат. C_1+C_2	Прогнозные запасы	Обоснование прогнозных запасов
1	2	3	4	5
Дамблудское полиметаллическое месторождение	1	Свинец—1,37 Цинк — 0,68 Медь — 0,06	Свинец—2,82 Цинк —1,43 Медь —0,18	Дальнейший рост запасов ожидается: За счет выявления новых рудных тел по закономерно ориентированным системам нарушений (см. разд. 1); за счет разведки слабо изученных жил на глубине; за счет разведки флангов
Цителсопельское месторождение	5	Медь—1,15	Медь —0,9	За счет выявления богатых шторкверковых и столбообразных тел в узлах сопряжения рудоконтролирующих разломов макс. III, $III^{ад}$, $III^{ав}$ и VI (рис. 81) на уже изученной части месторождения, а также за счет разведки флангов месторождения
Квемо-Болнисское месторождение—медно-свинцово-цинковое	10	Свинец—1 Цинк —1 Медь —1 Золото —0,14 Серебро —0,14 (авторские)	Свинец —4 Цинк —1,43 Медь —0,45 (авторские)	За счет разведки глубоких горизонтов восточной части месторождения, флангов северо—северо-западных частей и южного рудного участка (рис. 16, 86).

Продолжение

1	2	3	4	5
Баличское рудопроявление меди	8	Медь—0,3	Медь —0,23	За счет выявления новых рудных тел, контролируемых приконтактовыми с дацитами структурами, в южном экзоконтакте Баличской дацитовой субинтрузии
Давид-Гареджское барит-полиметаллическое м-ние	3,5	Барит —0.41 Свинец —0,8 Цинк —0,34 Медь —0,04	Барит —0,84 Свинец —2,03 Цинк —0,86 Медь —0,09	За счет уточнения морфологии известных рудных тел и подсчетных блоков; за счет расшифровки рудолокализующих близширотных структур месторождения, тянувшихся в направлении Квемо-Болнисского месторождения
Тамарисское полиметаллическое проявление	9	—	Медь —0,45	В первую очередь следует разобраться в структурах месторождения; на первый взгляд перспективными являются поиски на северо-восточном и восточном флангах и глубоких горизонтах
Поладаурская	20	—	Медь —0,54	Возможно обнаружение гематит-халькопиритовых рудных тел
Дарбази-Питаретская	50	—	Медь —0,45	Предполагается выявление промышленного медносульфидного месторождения по геохимическим и геофизическим аномалиям в местах развития рудоконтролирующих разломов и благоприятных по своим химическим и физико-механическим свойствам пород
Дманисская	40	—	Медь —1,2	Предполагается продолжение на запад рудоносных зон Маднеульского и Квемо-Болнисского рудных полей
Локская	100	—	Барит —0.42 Свинец —1,43 Цинк —0,72 Медь —0,18	Предполагается выявление барит-полиметаллического месторождения по северной и восточной периферии Локского массива
Сакирская	65	—	Медь —1,14	Предполагается выявление медно-сульфидного месторождения на перспективной площади в юго-западном обрамлении Локского массива
Мушеванская, Бектакарская и др.	30	Медь —1,14	Медь —0,9	Имеются рудоконтролирующие разрывные структуры и аномалии

По свинцу, цинку и меди за единицу приняты запасы Квемо-Болнисского месторождения по данному компоненту.

а также разные туфы кварцевых альбитофиров и туфобрекчии. Поиски должны строиться на базе предварительного проведения более детальных геологических съемок, сопровождаемых геохимическими и геофизическими исследованиями. Применение всех этих методов важно для выявления и картирования разрывных нарушений и особенно узлов их пересечения, где вполне вероятно выявление не только рудных жил, но и рудных столбов. В процессе проведения поисковых работ важно также применять экспресс-лабораторные методы определения редких и рассеянных элементов в рудах и измененных породах; лабораторные методы исследования пород при высоком давлении и температуре применительно к условиям формирования руд.

В комплексе геофизических работ следует учесть необходимость проведения исследований, позволяющих выделять приподнятые крупные тектонические блоки, отражающиеся в поверхности Мохоровича. Особо следует изучать структурные «клинья», образующиеся сочленением и расщеплением крупных разломов и оперяющих их трещин, а также места пересечений глубинных разломов разных направлений.

В пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны следует закончить детальную разведку Квемо-Болнисского месторождения, сопровождаемую постановкой поисковых работ на площади, находящейся к З—СЗ от него с охватом Мушеванской антиклинали и Давид-Гареджской группы рудопроявлений. Наряду с этими должны быть подвергнуты детальной разведке Цителсопельское месторождение, Поладаурское рудопроявление, Тамарисское полиметаллическое месторождение, Дманисское и Дарбази-Питаретское рудопроявления (рис. 1).

Характерным для этих месторождений и рудопроявлений является сочетание линзообразных тел и жил, вытянутых вдоль крупных разрывных нарушений и оперяющих их систем трещин. На всех этих рудных объектах следует применить комбинированные методы разведки.

В пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны особо рекомендуем провести поисково-оценочные работы на золото во вторичных кварцитах и окварцованных породах, распространенных в пределах: сводовых частей Зураб-Набакребской и Чох-таг-ялской антиклиналей, Абульмулькского рудопроявления меди, Квемо-Болнисского рудного поля, рудоносного штокверка Цителсопельского месторождения и на других площадях.

В прилагаемой таблице приводятся прогнозные запасы и их обоснование по выдвигаемым для поисков и разведки площадям (табл. 22) (Ткемаладзе, 1974).

Поиски в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны на данной стадии изученности переходят в новую фазу, когда большее внимание следует обращать на применение новых методов, способствующих выявлению скрытых рудных тел и рудных столбов на базе учета истории геологического развития рудоносных площадей и, в частности,

скважинной геофизики—межскважинное радиоволновое просвечивание и ВП в скважинном варианте, которые в несколько раз увеличивают радиус возможности использования каждой скважины для выявления скрытого оруденения.

В процессе поисков рудных тел первых трех структурно-морфологических типов в определенной степени можно пользоваться также наземным вариантом ВП и отбором проб из почв для выявления вторичных ореолов рассеяния.

Очень большое практическое значение имеет обоснованное прогнозирование нижней границы распространения оруденения, исходя из мощности «критической зоны» его распространения и петрографического состава метасоматической колонки, которая должна быть определена после бурения первых скважин. Разбуривание площадей, в которых выявляется гипс, обычно концентрирующийся в подрудных сечениях или боковых частей рудных тел, в целом оказалось малоэффективным.

Следовательно, использовать гипс в качестве индикатора оруденения следует только при условии выявления других благоприятных критериев и признаков. Практически во всех случаях, если удается выявить свинцово-цинковые рудные тела в пределах рудоносных площадей, обязательно следует направлять поиски с целью обнаружения промышленных медных руд, и наоборот. Однако свинцово-цинковое оруденение может быть выявлено в условиях относительно небольшой денудации рудоносных площадей. Во всех случаях при обнаружении нового свинцово-цинкового или медного рудопроявления или месторождения следует проанализировать пробы руд на редкие, рассеянные элементы и благородные металлы, применяя высокочувствительные анализы — атомно-абсорбционные и нейтронно-активационные, учитывая при этом показанные ранее корреляционные зависимости между ведущими и попутными компонентами. На основе также приводимых расчетов приходим к заключению, что выдвинутая нами еще в 1974 г. задача комплексного использования сырья имеет важное народнохозяйственное значение и при этом будет получен значительный экономический эффект. Комплексное использование всех компонентов, входящих в состав руд, все время должно находиться в поле зрения Маднеульского ГОКа и заводов-потребителей.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РАБОТ И РЕКОМЕНДАЦИЙ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ОБСЛУЖИВАНИЮ РУДНИКОВ И ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В основу существующего технорабочего проекта разработки Маднеульского месторождения была положена геологическая карта, на которой разломы, ограничивающие месторождение, были показаны как

имеющие концентрическое расположение (Грузгеолфонды, 1965). Однако эта карта представляла первый вариант геологической съемки без достаточного количества необходимых для ее завершения горных и буровых работ и строилась она под идею о приуроченности руд к вулканическим аппаратам. Проведенные в последующие годы детальные геолого-структурные исследования позволили составить более совершенную структурно-геологическую карту, согласно которой Маднеульское месторождение ограничивается близширотными сдвигами и сопряженными с ними системами разрывных нарушений (рис. 1). Полученная карта способствует уточнению подсчетных блоков запасов руд, и новые геологические данные указывают на необходимость расширения бортов карьера, в особенности, по северо-западным и восточным профилям, т. е. влияет на определение коэффициента вскрыши месторождения и существенной корреляции технического проекта его эксплуатации (Ткемаладзе, 1974, 1979).

Морфология рудных тел и геоморфологические особенности рудоносной площади дают возможность отрабатывать месторождение открытыми работами. К настоящему времени вскрытые месторождения осуществлено внешними траншеями и внутрикарьерными съездами. Всего нарезано 19 уступов, причем с горизонта 930 м вскрываются медные руды. Анализ ориентировки уступов и съездов, а также учет геологических элементов, вскрываемых карьером, на 1.VII.1979 г. показал, что при выборе направлений уступов и съездов были недостаточно учтены ряд факторов, влияющих на устойчивость бортов и величину углов их наклона[1]. Особое значение приобретает необходимость учета элементов залегания пород и крупных разрывных нарушений, а также степень трещиноватости пород.

Как отмечалось выше, на Маднеульском месторождении проявлено 18 систем трещин, которые группируются в две группы: 1) трещины, связанные с деформацией верхнемеловых складов и 2) предверхнеэоценовые тектонические элементы, непосредственно предшествующие оруденению и влияющие на отложение руд и характер пострудной тектоники (Ткемаладзе, 1974). По своей плотности трещины второй группы более интенсивно развиты, и они представляют наиболее ослабленные поверхности, осложняющие разработку месторождения.

В качестве примера может быть рассмотрены направления уступов и внутрикарьерных съездов на северном борту Маднеульского карьера. Все они проводились в близширотном направлении. В результате развилось два оползня, возникновение которых находит свое объяснение в том, что в борту прослеживаются два интенсивно проявленных и падающих в сторону выемки тектонических поверхностей скольжения с азимутом падения 190°, $< 60°$ и азимутом падения 175°, $< 80°$.

---

[1] Руководство по определению оптимальных углов наклона бортов карьеров и откосов отвалов. Л., 1962.

На восточном контуре карьера фронт работ ориентирован в меридиональном направлении. В этом случае в борту также вскрываются несколько поверхностей скольжения: приконтактовая зона альбитофиров, характеризующаяся низкой прочностью пород; меридиональные сдвиги и сколовая система трещин, падающая на запад (290°) под углом 68°. Отмеченные разрывные нарушения, а также разгрузка в борту карьера родников и грунтовых вод обусловили возникновение третьего оползня.

В связи с появившимися сложностями эксплуатации Маднеульского месторождения, вызванными разрывами, рекомендуем при выборе схемы вскрытия месторождения учесть все детали условий залегания пород, рудных тел и разрывных нарушений, а также выявленную мелкую трещиноватость, рассмотренную ранее в данной работе, а также в некоторых предыдущих публикациях автора. Проведение уступов и съездов в параллельно ограничивающих месторождение разломам обязательно вызывает и будет вызывать в будущем развитие оползневых явлений, отрицательно влияющих на технико-экономические показатели Маднеульского ГОКа.

Важным этапом в проектировании эксплуатационных работ является определение углов наклона бортов карьера. Согласно протоколу при главном инженере Маднеульского ГОКа в 1979 г. автором были изучены и представлены институту «Унипромедь» исходные данные по физико-технологическим свойствам пород, базирующихся на исследовании тысячи образцов пород, отобранных в буровых скважинах, пробуренных вблизи контуров карьера. Эти данные были использованы институтом «Унипромедь» при корректировании систем дальнейшей отработки месторождения, и в качестве следующего этапа они используются Государственным проектным институтом «Кавказгипроцветмет» в проектировании.

С другой стороны, на основе полученных автором новых данных по ориентировке разрывных нарушений в контуре карьера, в 1979 г. автор рассчитал теоретически наиболее приемлемые углы наклона бортов Маднеульского карьера и рекомендовал их Маднеульскому ГОКу к применению. Ниже приводим несколько упрощенную схему выполненного нами расчета.

Поскольку прочность пород при сжатии, сцепление, угол внутреннего трения и объемный вес являются основными показателями, влияющими на устойчивость бортов, автором была составлена таблица 23 средних их значений по участкам, а также подготовлены сопоставительные графики между прочностью при сжатии и сцеплением (в данной работе приводится лишь сводный график на рис. 42). Рассмотрение таблицы и графиков показало: постоянное наличие прямолинейной корреляционной зависимости между прочностью при сжатии $\sigma_{сж}$ и сцеплением в образце τ_0 кгс/см^2. Породы, обнажающиеся на северном и на восточном контуре, характеризуются более низкой прочностью, объем-

Таблица 23

Наименование участка	Прочность пор. при сжатии, σ кгс/см^2		Сцепление, τ_0 кгс/см^2		Угол внутреннего трения, φ град		Объемный вес, γ гс/см^3	
	от-до	ср.	от-до	ср.	от-до	ср.	от-до	ср.
Северный контур карьера	422—1229	742	90—290	176	26—38	34	2,37—2,74	2,53
Восточный „	507—1139	798	135—215	170	28—34	$31^0\ 37^1$	2,37—2,70	2,55
Западный „	860—1139	1058	160—280	231	25—35	31	2,51—2,66	2,61
Южный „	492—1728	822	110—350	192	26—39	$33^0\ 58^1$	2,33—2,73	2,59

ным весом и сцеплением по сравнению с породами, обнажающимися на западном и южном контурах.

Используя приведенные в таблице показатели и учитывая ранее изложенные данные по трещинной тектонике, представилось возможным выбрать по отдельным разрезам для расчета углов наклона бортов IV схему (Руководство... Л., 1962) и применить для расчета соответствующие этой схеме формулы:

$$K_n = \frac{K}{1 + a\ln(H \cdot W)}, \qquad (1)$$

где H—общая высота борта,
W—степень трещиноватости,
a—коэффициент, зависящий от прочности пород в куске и от характера трещиноватости.

$$h_1 = \frac{K'_n \cdot \cos\rho_n}{\gamma \cdot \cos\beta \sin(\beta - \rho'_n)}; \quad h_1 \leqslant H_{90} \qquad (2)$$

$$\operatorname{ctg}\alpha = \operatorname{ctg}\varphi'_n \left(1 - \frac{H_{90}}{H}\right), \qquad (3)$$

где H, α—высота и угол наклона борта,
H_{90}, h_1—предельная высота вертикального откоса,
β—угол падения слоев и поверхностей ослабления,
φ—угол сдвига,
K_n, ρ_n—расчетные величины сцепления и угла внутреннего трения,
K'_n и ρ'_n—тоже по поверхностям ослабления. Согласно таблице 5 и приложению 2 (Руководство...., Л., 1962), они соответственно равны 4—8 т/м² и 12—20°.

Учитывая значения a, W, H, K в формуле [1], получаем величину сцепления в массиве, равную соответственно для участков:

$$\text{северный } K_n = \frac{1760}{1 + 4\ln(4 \cdot 300)} = 62 \text{ т/м}^2,$$

$$\text{восточный } K_n = \frac{1700}{1 + 4\ln(4 \cdot 280)} = 58 \text{ т/м}^2,$$

$$\text{западный } K_n = \frac{2310}{1 + 4\ln(4 \cdot 200)} = 83 \text{ т/м}^2.$$

Подставляя значения γ, β, K'_n, ρ_n, ρ^1_n в формулу [2], получаем значение предельной высоты вертикального откоса, равное соответственно для участков:

$$\text{северный } h_1 = \frac{8 \cdot \cos 34^\circ}{2 \cdot 42 \times \cos 65^\circ \cdot \sin(65 - 20)^\circ} = 9{,}75 \text{ м},$$

$$\text{восточный } h_1 = \frac{8 \cdot \cos 31^\circ 37'}{2 \cdot 55 \cdot \cos 68 \cdot \sin(68 - 20)^\circ} = 9{,}8 \text{ м},$$

$$\text{западный } h_1 = \frac{10 \cdot \cos 31^\circ}{2{,}61 \cdot \cos 60^\circ \cdot \sin(60-20)^\circ} = 10{,}28 \text{ м.}$$

Учитывая значения H_{90}, H, φ'_n в формуле [3] получаем углы наклона, равные соответственно для участков:

$$\text{северный } \operatorname{ctg}\alpha = \operatorname{ctg} 30^\circ \left(1 - \frac{69}{300}\right) = 1{,}33, \quad \alpha = 36^\circ 50',$$

$$\text{восточный } \operatorname{ctg}\alpha = \operatorname{ctg} 29^\circ \left(1 - \frac{63}{280}\right), \quad \alpha = 35^\circ,$$

$$\text{западный } \operatorname{ctg}\alpha = \operatorname{ctg} 24^\circ \left(1 - \frac{14}{200}\right), \quad \alpha = 37^\circ.$$

Расчетом генеральных углов наклона бортов по V схеме, учитывающей установление сцепления и угла внутреннего трения путем взвешивания их на длину отрезков вероятной поверхности скольжения для каждого блока (каждой разновидности) пород, составляющих призму возможного обрудщения, получены результаты:

С—36°, В—33°30′, Ю—36°, З—34°50′.

Таким образом, автор рекомендует принятый в первом технорабочем проекте угол наклона бортов Маднеульского карьера, равный 43°, скорректировать на 36°, 33°30′, 36° и 34°50′ соответственно для северного, восточного, южного и западного участков.

Государственному проектному учреждению при окончательном решении вопроса определения углов наклона бортов Маднеульского карьера необходимо, помимо изложенного выше, учитывать возможное влияние сейсмического эффекта взрывов, а также других факторов, влияющих на прочность и сцепление пород, слагающих призму возможного обрушения. Возможно, проектное учреждение не будет закладывать в проект принятые с учетом упомянутых факторов углы, поскольку уменьшение углов наклона бортов карьера даже на один градус вызывает резкое увеличение и удорожание вскрышных работ. В этом случае, наверное, специалистам по устойчивости бортов Маднеульского карьера потребуется разработать ряд специальных мероприятий по повышению устойчивости бортов карьера и произвести сравнение стоимости этих мероприятий и стоимости вывоза большого объема пород, вызванного уменьшением угла наклона. Мы, со своей стороны, применительно к последнему вопросу рекомендуем: заоткоску уступов (в последней заходке) проводить наклонными скважинами, что будет способствовать уменьшению расстояния дробления пород и сейсмического эффекта от места закладки буровзрывных скважин.

Выполненная автором типизация и структурно-текстурная характеристика руд, анализ данных по зональности в распределении руд и некоторые другие вопросы (см. II раздел, главу V) в своей трактовке несколько отличаются от трактовки предыдущих исследований. Во-

первых, в качестве главных типов руд выделяются медные и свинцово-цинковые, при этом в каждом из них проявлены три стадии минерализации с разными комплексами рудных и нерудных минералов; в продуктивных стадиях выделяются по нескольку минеральных парагенезисов, существенно различающихся по составу минералов. В каждой разновидности руд различаются разновидности, характеризующиеся различными структурно-текстурными особенностями.

В то же время существующие на Маднеульской обогатительной фабрике технологические схемы обогащения руд, которые соответствуют представлению о простом «колчеданном» составе руд, не учитывают столь сложного многообразия руд по слагающим их минералам и структурно-текстурным особенностям. В результате этого нарушается ритмичность работы фабрики, а порой даже снижается количество выпуска концентратов. Во избежание появившихся сложностей в переработке руд рекомендуем провести технологические испытания руд с учетом предложенных нами и другими исследователями данных по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям руд.

Согласно зональности оруденения, выявленной автором, медно-сульфидные руды размещаются в ЮВ части месторождения, приурочиваясь к нижним стратиграфическим горизонтам, а свинцово-цинковые руды — в СЗ части, и залегают они в верхней части стратиграфического разреза. В связи с этим, наиболее целесообразно было бы начать работу с некоторым опережением работы баративой и свинцово-цинковой секции фабрики по сравнению с медной. Отныне же при планировании дальнейшей работы фабрики и направлении развития горных работ считаем крайне важным учитывать установленную зональность в пространственном распределении руд.

В рудоносной толще Маднеульского месторождения большим распространением пользуются вторичные кварциты, аргиллизиты и другие гидротермально измененные породы, которые раньше относились к пустым вскрышным породам. В 1968—1974 гг. автор установил наличие самородного золота во вторичных кварцитах. На основе более ранних материалов автора и новых данных, полученных самим Маднеульским ГОКом, из вторичных кварцитов Маднеульского месторождения в настоящее время начато извлечение золота. Однако переработкой только лишь вторичных кварцитов нельзя ограничиваться и необходимо в дальнейшем проводить работы по изучению и отработке также других гидротермально измененных пород, которые могут найти применение в различных отраслях народного хозяйства, чтобы в конечном счете достичь если не полного, то, в какой-то мере, приближающегося к безотходному производству работ на Маднеульском ГОКе.

В сравнении с Маднеульским месторождением другие медные и свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления района (Цителсопельское, Квемо-Болнисское, Дамблудское и т. д.) характеризуются более низкими показателями и отработка их может быть только под-

земными системами горных выработок. В связи с этим автор ознакомился с работой Уральского научно-исследовательского и проектного института медной промышленности, который решает вопрос о возможности подземного бактериального выщелачивания руд и добился в этом отношении положительных результатов. На основании упомянутого и результатов опытов по выщелачиванию медных руд Квемо-Болнисского месторождения мы рекомендуем — на месторождениях Болнисского рудного района, для которых характерны сложные горно-технические условия разработки при составлении ТЭДов целесообразности детальной разведки и временных кондиций учитывать новейшие методы отработки месторождений (подземное бактериальное выщелачивание и др.), которые в комбинации с подземными выработками заметно будут повышать технико-экономические показатели будущих рудников. При этом, естественно, необходимо проводить специальные исследования для установления целесообразности бактериального выщелачивания выявленных в районе всех разновидностей медных и свинцово-цинковых руд.

ЛИТЕРАТУРА

Авалиани Г. А., Эдилашвили В. Я. О перспективности марганцевых месторождений Тетрицкаройского района ГССР. Тр. ГПИ, № 8 (56), Тбилиси, 1957.

R. Adler, W. Vinchel und A. Pilger. Statistische Metoden in der Tektonik II. Clausthaler tektonische Hefte, 4, 1965.

Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Издательство АН ГССР, 1957.

Бачалдин В. И., Твалчрелидзе Г. А. Некоторые закономерности формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах (Южная Грузия). Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1963.

Бартон П. Б., Скиннер Б. Дж. Устойчивость сульфидных минералов. В кн.: «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». М., «Мир», 1970.

Бежанишвили Г. Н. Геолого-структурные и генетические особенности полиметаллических рудопроявлений дамблудского и мошеванского рудных полей. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1969.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Билибин Б. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, ч. 80, вып. 2, 1951.

Бухникашвили А. В., Гугунава Г. Е., Кебуладзе В. В., Лашхи А. С. Электротеллурическая съемка и магнитотеллурическое зондирование на территории восточной Грузии. Тбилиси, «Мецниереба». 1969.

Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1965.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Вольфсон Ф. И., Дюков А. И., Кушнарев И. П. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.

Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений. М., «Недра», 1975.

Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Основы образования рудных месторождений. М., «Недра», 1978.
Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геол. и минер. АН ГССР, монография № 2, Тбилиси, 1949.
Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, серия геол., т. I (15), 1957.
Гамкрелидзе П. Д. Глубинное строение Кавказа. М., Изд-во «Наука», 1966.
Гамкрелидзе П. Д. и др. Геологическое строение и металлогения Юго-восточной Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1965.
Гвахария Г. В., Назаров Ю. И. Ферроалунит из месторождения Маднеули. Сообщ. АН ГССР, серия XXXII—2, 1963.
Гзелишвили И. А. Железорудное производство в древней Грузии. Изд-во «Мецниереба», 1964.
Гогишвили В. Г., Зауташвили Т. Г. Метасоматическая зональность в сольфаторно-аргиллитизированных породах Бнелихеви. Бюлл. КИМС, № 2, 1959.
Гогишвили В. Г. и др. Послеэоценовый рудогенез Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 11.
Гогишвили Т. Ш. Условия формирования гидротермально измененных пород и руд медноколчеданных месторождений Цителсопельского рудного поля (Южная Грузия). Канд. диссерт., Тбилиси, 1967.
Джавахишвили Ш. И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на груз. яз.). Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер. и петрографии, т. IV, 1958.
Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Л., 1965.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минерал. АН ГССР, монография № 1, Тбилиси, 1948.
Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). В кн.: «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Материалы ко II Всесоюзн. петрогр. совещ. Изд-во АН Узб. ССР, 1958.
Дистанов Э. Г., Ковалов К. Р. и др. Условия формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений различных формационных типов. В сб.: «Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов». Новосибирск, 1976.
Дудаури О. З. Петрография субвулканических интрузий Болнисского района. Геол. ин-т АН ГССР, 1961.
Eaton J. P., Murata K. J., How volcanes grow, Science, N. Y., 148, 925, 1960.
Заварицкий А. Н. Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5.
Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Хмаладзе И. И. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. минер., т. 6, 1961.
Звягинцев Л. Н. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование. М., «Наука», 1978.
Зесашвили В. И. Геология части бассейна р. Поладаури. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. IX (XIV), вып. I, 1955.
Иваницкий Т. В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических м-ний Грузии. Тр. Геол. ин-та, монография 10. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1963.
Иоселиани М. С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1969.

Иесак А. А. К вопросу о древней металлургии меди на Кавказе. Изв. Гос. Акад. истории материальной культуры, вып. 120, 1935.
Ингерсон Э. Последствия некоторых ошибочных концепций в теории рудообразования. «Геохрон и проблемы рудообразования», № 1, 1977.
Кахадзе Э. И. Вещественный состав медно-сульфидных руд колчеданных месторождений ЮВ Грузии (Маднеули, Цителсопели, Квемо-Болниси), канд. диссерт., Геолог. ин-т АН ГССР, 1963.
Кекелия М. А., Кикнадзе И. И., Хуцишвили О. Д. Выход серпентинита в храмском выступе кристаллического фундамента. Сообщения АН ГССР, Тбилиси, 1977, № 3.
Киласония П. Ф. К петрографии Бардадзорского интрузива. Ин-т геол. минер. АН ГССР, Труды, 1951.
Коренбаум С. А. К вопросу о методике исследования петрохимических особенностей гранитоидов. В кн.: «Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород». Владивосток, 1975.
Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
Kubota S., Berg E., Evidence for magma in the Kat mai volcanic. Bull. volcan, 31, 175, 1965.
Kuno H., Origin of cenoric petrograghic provinces of Japan and surroudig areas. Bull. vollcan, ser. 2, 20, 37, 1959.
Кушнарев Н. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. Геология рудных месторождений, 1961, № 6.
Любимов Н. И., Морозов В. И. Физико-механические свойства рудовмещающих горных пород. М., «Недра», 1973.
Med W. H. Notes of the Mechanics of Geologic Structures. Iour. Geol, 28, № 6, 1920.
Меликидзе И. Г., Ткемаладзе М. Т. Значение физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения на Маднеульском и Цителсопельском месторождениях. Сообщения АН ГССР, 67, 1972, № 2.
Надирадзе В. Р. Интрузии и рудопроявления Аджаро-Триалетской складчатой системы. Докт. диссерт., библ. ГПИ им. В. И. Ленина, 1955.
Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Висмутовые минералы в медноколчеданных рудах Маднеули. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1959.
Надирадзе В. Р., Назаров Ю. И. Условия формирования и закономерности размещения эндогенных м-ний в Юго-Восточной Грузии. В сб.: «Закономерн. размещ. полезн. ископ.», кн. V, Изд-во АН СССР, 1962.
Надирадзе В. Р., Бежанишвили Г. Н. О генезисе и перспективности железорудных м-ний Поладаурской группы. Сообщ. АН ГССР, т. 18, 1962, № 4.
Назаров Ю. И. Особенности формирования м-ний медноколчеданной формации Южной Грузии. М., Изд-во «Недра», 1966.
Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
Наковник Н. И. Вторичные кварциты. В сб.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», АН СССР, 1953.
Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972.
Разанов Ю. А. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.
Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л., Изд-во «Недра», Ленинградское отд., 1967.

Саркисян С. Ш. О структуре Кафарского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о земле», 1976.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых, М., «Недра», 1969.

Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX, М., «Наука», с. 5—19.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., 1937, № 6.

Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры». М., Изд-во АН СССР, Тр. Геолог. ин-та., вып. 80, 1963.

Схиртладзе Н. П. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН СССР, т. 130, № 1. 1960.

Твалчрелидзе Г. А. О колчеданных месторождениях Кавказа. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, № 87, вып. 2, 1958_2.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., «Недра», 1966.

Ткемаладзе М. Т. Значение физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения на Маднеульском и Цителсопельском месторождениях. Сообщения АН ГССР, 67. № 2, 1972.

Ткемаладзе М. Т. Складчатые структуры на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях. Сообщения АН ГССР, 66, № 1, 1972.

Ткемаладзе М. Т. Этапы развития структуры на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях .Сообщения АН ГССР, 67, № 3, 1972.

Ткемалазде М. Т. Структурные условия локализации оруденеиня на месторождениях цветных металлов Болнисского рудного района. Свойства и разрушения горных пород, кн. I. «Мецниереба», 1978.

Ткемаладзе М. Т. Трещинная тектоника и разрывные нарушения на Маднеульском и Квемо-Болнисском медно-полиметаллическом месторождениях. Свойства и разрушение горных пород, кн. I, «Мецниереба». 1978.

Ткемаладзе М. Т. Формационная принадлежность магматических образований района Маднеульского, Квемо-Болнисского и Цителсопельского месторождений. Сообщения АН ГССР, 91, № 3, 1978.

Ткемаладзе М. Т. Основные черты геологии медных и свинцово-цинковых месторождений Болнисского рудного района (Грузия). Известия АН СССР, серия геологическая, № 4, М., 1979.

Хомасуридзе И. П. Физико-химические условия образования рудосодержащих пород Маднеульского месторождения. Геология рудных месторождений, № 6, 1968.

Чернышев В. Ф. Определение ориентировки рудных столбов жильных месторождений с помощью стереографической экваториальной сетки. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 41, 1961.

Чуприна Т. А. Природные облицовочные камни Грузии. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1969.

Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии, Ин-т геол. и минер. АН ГССР, монография № 5, 1954.

Цулукидзе Г. А. Геологическое исследование в области речных долин Алгети и Храми. Мат. для геол. Кавказа, сер. 2, кн. I, 1887.

Щербина В. В. Критерии для выяснения генезиса месторождений спорного происхождения. «Геохронол. и проблемы рудообразования». М., 1977.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 8

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

Общие сведения о геологическом строении и полезных ископаемых Болнисского рудного района

Глава I. Краткие черты геологического строения и рудоносности района 14
Стратиграфия и магматизм 14
Тектоника 23
Петрофизические свойства пород 27
Рудные месторождения 39
Неметаллические месторождения 53
Глава II. История геологического развития 65

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

Геология медных и свинцово-цинковых месторождений Болнисского рудного района

Глава III. Литолого-петрографическая характеристика рудовмещающих пород 69
Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы 69
Геохимические особенности и формационная принадлежность магматических образований района Маднеульского, Квемо-Болнисского и Цителсопельского месторождений 86
Гидротермально измененные породы 95
Глава IV. Тектоника рудных полей и месторождений 104
Складчатые формы на Маднеульском и Квемо-Болнисском месторождениях 104
Разрывные нарушения и мелкая трещиноватость 109
Физико-технологические свойства рудовмещающих пород . . . 121
Глава V. Вещественный состав руд 143
Минеральные ассоциации руд и околорудных метасоматитов . . . 143
Описание главнейших минералов 150
Структуры и текстуры руд 161
Стадии минерализации 166
Зональность оруденения 168
Некоторые геохимические особенности руд 171
Взаимосвязь главных и рассеянных элементов в рудах и продуктах обогащения 180
Глава VI. Структурные условия локализации оруденения 186
Геолого-структурные позиции рудных полей, месторождений и рудных тел 186
Морфология, внутреннее строение и условия формирования рудных тел 196

Глава VII. Вопросы генезиса месторождений 206
Возраст оруденения и связь его с магматизмом 206
Некоторые общие вопросы формирования руд металлов 214
Состав и состояние растворов и механизм рудоотложения . . . 218
Роль физико-механических свойств и петрографического состава вмещающих пород в локализации оруденения 222
Возможная глубина формирования месторождений и рудных тел от поверхности земли, существовавшей в период минерализации . . . 229
Вертикальный размах оруденения 234
Глава VIII. Основные выводы и практические рекомендации 237
Выводы 237
Практические предложения и дальнейшее направление поисково-разведочных работ 246
Некоторые вопросы эксплуатационных работ и рекомендаций по геологическому обслуживанию рудников и эксплуатаций месторождений . 251
Литература 258

Мурман Терентьевич Ткемаладзе

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОЛНИССКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ГССР)

Рецензенты: канд. г.-м. наук М. Н. Джапаридзе
доктор геол. наук В. Р. Надирадзе

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского совета Академии наук Грузинской ССР

*

ИБ 1682

Редактор Ф. И. Вольфсон
Редактор издательства Ц. А. Янкошвили
Техредактор Э. Б. Бокерия
Корректор Н. В. Кузнецова

Сдано в набор 2.3.1981; Подписано к печати 18.5.1982; Формат бумаги 70×108 1/16; Бумага № 1; Печатных л. 23.1; Уч-издат. л. 19;

УЭ 00803; Тираж 1200; Заказ 815

Цена 2 руб. 50 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

3732