

В. И. СТАРОСТИН

СТРУКТУРНО-
ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ
АНАЛИЗ
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ



В. И. СТАРОСТИН

СТРУКТУРНО-
ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ
АНАЛИЗ
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ



МОСКВА «НЕДРА» 1979



Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., «Недра», 1979. 240 с.

В работе изложена методика структурно-петрофизического анализа, базирующаяся на определении и сравнении абсолютных значений и анизотропии физико-механических свойств пород и руд в комплексе с детальным геологическим картированием, микроструктурными и тектонофизическими исследованиями. Применение данной методики при изучении колчеданных рудных полей Рудного Алтая и Южного Урала позволило выделить среди них два основных геодинамических типа, сформировавшихся в областях растяжения и сжатия, а также установить палеотектонические поля напряжений и петрофизические типы пород, благоприятные для образования вулканогенно-осадочных и эпигенетических гидротермальных рудных залежей. Для рудных полей областей растяжения характерны палеотектонические поля напряжений с крутонаправленными сжимающими усилиями и горизонтальными растягивающими, петроструктурный тип анизотропии физических свойств и широкое развитие даек и рудных жил. Для рудных полей областей сжатия, связанных с деформацией сдвига, свойственны унаследованно сохранявшиеся горизонтальные ориентировки как сжимающих, так и растягивающих усилий, наличие протяженных зон расслабления и деформационная анизотропия упругих свойств. Выявленные типы рудных полей и предложенные методы палеорекострукций повышают эффективность детальных прогнозно-металлогенических исследований в палеовулканических областях.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов—практиков и научных сотрудников в области тектоники, геологии рудных месторождений и на студентов высших учебных заведений.

Табл. 17, ил. 49, список лит.— 255 назв.

С 20803—013
043(01)—79

54—79

1904050000

© Издательство «Недра», 1979

ИБ № 1640

ВИКТОР ИВАНОВИЧ СТАРОСТИН

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Редактор издательства З. И. Башмакова
Переплет художника В. Т. Дружкова
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технический редактор Л. Г. Лаврентьева
Корректор Т. М. Столярова

Сдано в набор 30.06.78. Подписано в печать 30.11.78. Т-20159. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Гарнитура литерат. Печать высокая. Печ. л. 15,0. Уч.-изд. л. 16,84. Тираж 1800 экз. Заказ 256/6578.-4. Цена 1 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рудные месторождения, ассоциирующие с вулканогенными комплексами, как правило, приурочены к вулкано-тектоническим структурам и являются полигенными и полихронными образованиями (Смирнов, 1970). В связи с этим наряду с определением связи оруденения с вулканизмом все большее значение приобретает расшифровка сложных структур рудных полей этих месторождений, характеризующихся длительной многоэтапной историей формирования.

Изучение рудоносных вулкано-тектонических структур стало возможным благодаря применению в комплексе с широко распространенными геологическими методами (детальное картирование, палеовулканический анализ и др.) тектонофизического и структурно-петрофизического анализов рудных полей.

Тектонофизические исследования, начатые в нашей стране М. В. Гзовским (1959, 1963), позволяют для различных этапов развития структур определять ориентировку главных нормальных осей напряжения на основании изучения сопряженных трещин скалывания, складок и других структурных элементов. Петрофизические исследования, существенный вклад в разработку и развитие которых был внесен трудами Н. Б. Дортман, И. В. Лучицкого, Б. П. Беликова, В. Н. Кобрановой, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. П. Соловова, Р. Берча, В. В. Жданова, Б. М. Уразаева, А. А. Смелова, Н. П. Юшкина, В. Бабушка, Н. Андерсона и др., предназначены для выявления пространственных и генетических закономерностей изменения физических свойств горных пород и руд в связи с особенностями их строения и историей формирования.

На базе региональных петрофизических исследований в начале 60-х годов стало выкристаллизовываться специализированное рудно-петрофизическое направление в изучении эндогенных месторождений, хотя выявлению роли физико-механических свойств горных пород в локализации оруденения уделялось внимание и ранее, однако эти исследования носили разрозненный характер и касались главным образом анализа пористости и проницаемости (Ohle, 1951; Залесский, 1958; Королев, Тулегенов, 1960). Период бурного развития рудно-петрофизических исследований, начавшийся в середине 60-х годов, характеризовался накоплением нового фактического материала и первыми попытками его обобщения. Результаты исследований обсуждались на двух Всесоюзных совещаниях, специально посвященных данному вопросу (1964 г., 1970 г., Москва), и входили в программы многих симпозиумов по геологии полезных ископаемых. В работах этого периода дана развернутая характеристика структурно-литологических экранов, толщ и отдельных горизонтов, благоприятных для формирования различных типов

рудолокализирующих структур — складчатых, трещинных и др., физико-механических свойств рудовмещающих вулканогенно-осадочных и интрузивных образований. Одним из главных результатов являлось также установление важной роли предрудных гидротермально-метасоматических процессов, которые способствовали формированию пористых, проницаемых, хрупких и малопрочных пород, легко замещаемых рудным веществом (Кравченко, 1958; Вартанян, 1961; Розанов, 1961, 1968, 1973; Старостин, 1965, 1968₂, 1973_{1, 2, 3}, 1976; Тохтуев, 1967; Мурадов, 1969; Манев, Манева, 1971, 1973; Требухин, Пэк, 1971; Королев, 1973; Физические свойства..., 1973; Казанский, 1973; Лаверов, Барсуков, 1973; Григорян и др., 1973; Тодоров, 1975; Pegami, Thepoz, 1968; Etudes..., 1971). В последние годы новым важным моментом в изучении физико-механических свойств оказалось внедрение в практику петрофизических исследований методик, позволяющих определять объемную анизотропию этих свойств (Pros, Babuška, 1967, 1968; Беликов и др., 1970; Старостин, 1973₄, 1975; Звягинцев, 1972).

Сложность реставрации древних рудоносных структур требовала разработки новых методических приемов для их изучения. Подобные исследования были проведены нами на специально выбранных объектах — рудных полях Южного Урала (Блявинское, Ащebutакское и др.), Рудного Алтая (Тишинское, Лениногорское, Старковское, Стрежанское, Николаевское и др.), Карелии и др. Основной задачей этих работ являлось выявление: 1) основных структурно-петрофизических типов рудных полей; 2) структурных и петрофизических условий формирования сингенетичных и эпигенетических рудных тел; 3) роли пострудных метаморфических процессов в образовании современного облика структур рудных полей. Выбранные рудные поля интересны тем, что они характеризуются длительным развитием структур (в ранние этапы синвулканических, в поздние — поствулканических), чередованием вертикальных и горизонтальных тектонических усилий (что выражается в формировании определенных типов разрывных и пликативных деформаций, их усложнением), образованием на ранних этапах вулканогенно-осадочных залежей, а на поздних — гидротермально-метасоматических рудных тел.

Анализ полученного фактического материала производился с использованием комплекса программ обработки структурной и петрофизической информации на ЭВМ, разработанных на кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ в 1972—1975 гг. (Сандомирский и др., 1976).

При подготовке рукописи к печати автором с благодарностью учтены критические замечания и пожелания В. И. Смирнова, Д. И. Горжевского, А. Д. Щеглова, А. В. Дружинина и Г. Ф. Яковлева.

ЧАСТЬ I

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

ГЛАВА I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ АНАЛИЗА

Для решения вопросов петрогенеза и рудогенеза при изучении геологических структур все шире используются данные о физических и механических свойствах горных пород и руд (упругость, структура порового пространства, проницаемость, пористость, плотность, твердость и прочность). Расшифровка рудовмещающих структур месторождений вызывает определенные затруднения при решении этой задачи традиционными геолого-структурными методами. Физико-механические свойства пород и руд чутко реагируют на все приложенные к ним разноплановые усилия. По существу эти свойства являются «физической памятью» породы, хранящей богатейшую информацию об ее структурно-генетических преобразованиях в прошлом, извлечь которую представляется возможным лишь экспериментальными методами. Комплексное структурно-петрофизическое исследование позволяет достаточно объективно описать возникновение благоприятных для оруденения структурных условий, что весьма важно как для понимания генезиса месторождения, так и для его целенаправленной разведки.

Таким образом, структурно-петрофизический анализ месторождений предназначен для выявления палеотектонических полей напряжения на последовательных этапах развития рудоносных структур и для определения роли физико-механических свойств пород в локализации руд. Он базируется на данных детального геологического картирования, микроструктурных, тектонофизических и петрофизических исследований.

Физические и механические свойства минералов и горных пород характеризуются четко выраженной анизотропией, которая отражает особенности кристаллической структуры вещества.

Минералы

Взаимосвязь физических свойств и структуры наиболее полно установлена для кристаллов основных групп породобразующих минералов. Согласно данным Б. П. Беликова, К. С. Александрова и Т. В. Рыжовой (1970) анизотропия упругих свойств увеличивается с ростом анизотропии структуры кристаллов от ортосиликатов через цепочечные, ленточные, слоистые к каркасным силикатам. В пироксенах, в структурах

которых присутствуют непрерывные цепочки из кремнекислородных тетраэдров, связываемые непрерывными, тянущимися в том же направлении конструкциями из катионных тетраэдров, анизотропия упругих свойств соответствует анизотропии структуры. В амфиболах, образованных сочленением пироксеновых цепочек, анизотропия проявляется отчетливей в направлении оси b , что связано с поперечной деформацией лент. Здесь модули упругости формируют ряд $C_{33} > C_{22} > C_{11}$. Подобная же анизотропия фиксируется и в сдвиговых модулях, так, $C_{44} > C_{55}, C_{66}$. Слюды имеют ярко выраженную слоистую структуру и в связи с этим обладают особенно резкой анизотропией упругих свойств. В них $C_{33} < C_{22} = C_{11}$, причем модули C_{11} и C_{22} превосходят величину модулей C_{33} в 3—3,5 раза. В полевых шпатах, являющихся каркасными силикатами, $C_{22} > C_{33} > C_{11}$. В плагиоклазах скорость упругих волн и модули упругости линейно возрастают с увеличением номера плагиоклаза.

К. С. Александров и Т. В. Рыжова на основании данных изучения плагиоклазов и кольцевых силикатов — берилла, турмалина, нефелина сформулировали следующий вывод: «величины упругих констант, а следовательно, и величины сил связей в структуре кристалла находятся в зависимости от величины ионного радиуса, валентности и координационного числа катионов, входящих в структуру кристалла, увеличиваясь с возрастанием валентности и координационного числа и с уменьшением ионного радиуса» (Беликов и др., 1970, с. 72).

Важной особенностью всего класса силикатов является то, что максимальные значения скоростей распространения упругих волн приурочены к направлениям протяженности непрерывных построений в структуре — цепочек, лент или слоев кремнекислородных тетраэдров и сопряженных с ними катионных построений.

В карбонатах также отмечается сильная анизотропия упругих свойств — до 30% (рис. 1). В кристаллах кальцита она соответствует анизотропии внутренней кристаллической структуры (Багдасаров и др., 1968). В основе этой структуры лежат плоские группы $(\text{CO}_3)^{2-}$, в которых катион углерода симметрично окружен тремя ионами кислорода, размещенными в вершинах равностороннего треугольника. Плоскости всех групп $(\text{CO}_3)^{2-}$ параллельны между собой и перпендикулярны к тройной оси симметрии ромбоэдрической ячейки. В тесной связи с этой структурой находятся и упругие свойства. Их анизотропия объясняется расположением плоских анионных групп в ромбоэдрической ячейке и различными межатомными расстояниями Ca^{2+} в решетке. Модуль Юнга в зависимости от кристаллографического направления изменяется в кристаллах в пределах $(4,8—14,5) \cdot 10^5$ кгс/см². Наименьшее значение упругие константы имеют в направлении, параллельном плоскости спайности ромбоэдра, а наибольшее — в тех направлениях, где

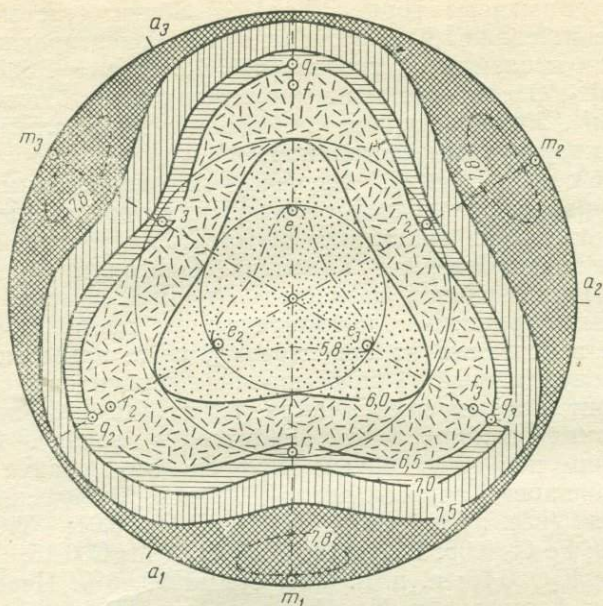


Рис. 1. Индикатриса скоростей продольных ультразвуковых волн кристалла кальцита. Измерения по сетке $10 \times 10^\circ$.

Изолинии: 5,8—6,0—6,5—7,0—7,5—7,8 км/с. m , r , e , q , f — грани кристалла, a_1 , a_2 , a_3 — кристаллографические оси

сильны межзатомные связи: под углом 45° к оси Z в плоскости (101) и вдоль оси Y . Характерно увеличение скоростей ультразвуковых волн вдоль двойниковых швов, плоскостей спайности ромбоэдра. Микродефекты в структуре кристалла, наличие газовой-жидких включений и их концентрация заметно изменяют физические свойства и искажают форму индикатрисы скоростей ультразвуковых волн. Наряду с зависимостью упругих характеристик от особенностей кристаллической структуры минералов устанавливается их тесная взаимосвязь с другими физическими и механическими свойствами. В качестве примеров рассмотрим кристаллофизическую характеристику породообразующих минералов из групп полевых шпатов (альбит, олигоклаз, лабрадор, микроклин) и кварца (Ладыгин и др., 1972).

Полевые шпаты

Геолого-минералогическая характеристика объектов исследования. Альбит (№ 1) *. Для его характеристики изучены образцы альбитов из комплекса щелочных и нефелиновых

* Эти же номера приведены в таблицах и на рисунках.

сиенитов (Вишневые горы, Урал). Альбитит чистого белого цвета, среднернистый, с беспорядочной ориентировкой зерен. Показатели преломления альбита $n_g=1,536$; $n_p=1,528$, что отвечает Ap_{0-2} . Оценки состава и структурного состояния по всем величинам $\Delta 2\theta^\circ$ аналогичны и соответствуют альбиту Ap_{0-2} с низкотемпературным состоянием.

Олигоклаз (№ 2). Изучены монокристалльные блоки олигоклаза из ранне-среднепротерозойских слюдоносных микроклин-олигоклазовых гранитных пегматитов Чупинской группы месторождений (Северная Карелия). Олигоклаз представлен светлой полупрозрачной разностью (лунный камень) с четко выраженными тонкими полисинтетическими двойниками. Двойникование в основном по альбитовому, реже альбит-карлсбадскому закону. Каждый из более крупных двойников в свою очередь состоит из серии чрезвычайно тонких (до 0,01 мкм) полисинтетических двойников по альбитовому закону. Судя по фотографиям под электронным микроскопом, средняя ширина таких двойниковых полосок около 0,04 мкм. Химический состав олигоклаза (вес. %): SiO_2 65,00; P_2O_5 0,01; TiO_2 0,01; Al_2O_3 21,29; Fe_2O_3 0,05; FeO 0,13; MnO 0,01; MgO 0,15; CaO 2,43; Na_2O 9,02; K_2O 0,76; п. п. п. 0,70; сумма 99,56%. Пересчет его приводит к формуле $Ca_{13}Na_{83}K_4$, т. е. Ap_{13} . По рентгенометрическим данным состав олигоклаза Ap_{10-16} , в среднем Ap_{13} ; в твердом растворе он содержит небольшое количество калия; структурное состояние его низкотемпературное.

Лабрадор (№ 3). Для характеристики лабрадора изучены образцы анхимономинерального анортозита из карьера Головино (Володарско-Волынский плутон габбро-лабрадоритов среднего протерозоя, Украина). Породы сложены таблитчатыми кристаллами лабрадора темно-серого до черного (с обилием мельчайших тонких пластинок ильменита) цвета размером до $15 \times 15 \times 4$ см, в промежутках между которыми развиты ксеноморфные кристаллы титаномагнетита, гиперстена и оливина. Для лабрадора характерны правильные, довольно широкие двойники по альбит-карлсбадскому и периклиновому законам. Широкие двойники состоят из серии тонких полисинтетических двойников, обычно по альбитовому закону. Судя по фотографиям под электронным микроскопом, ширина тонких двойниковых полосок колеблется от 0,08 до 0,2 мкм, т. е. она значительно больше, чем у олигоклаза. Лабрадор участками содержит обильные включения мельчайших кристаллов ильменита. Химический состав лабрадорита (вес. %): SiO_2 51,83; TiO_2 0,51; P_2O_5 0,08; Al_2O_3 23,86; Fe_2O_3 0,38; FeO 4,06; MnO 0,10; MgO 2,47; CaO 9,96; Na_2O 3,86; K_2O 0,80; п. п. п. 1,47; сумма 99,38. При пересчете химического анализа получаем формулу плагиоклаза $Ca_{54}Na_{41}K_5$, т. е. Ap_{54} . Показатели преломления лабрадора $n_g=1,561$; $n_p=1,554$, что отвечает Ap_{51} . По рентгенометрическим характеристикам плагиоклаз представлен натриевым лаб-

радором Ap_{52-54} , структурное состояние которого низкотемпературное с некоторым отклонением к промежуточному.

Амазонитовый микроклин-пертит (№ 4). Крупные монолиты ($30 \times 20 \times 20$ см) отобраны из блоковой зоны редкометальных гранитных пегматитов месторождения Кейвы (Кольский полуостров), приуроченных к контакту позднепротерозойских щелочных гранитов с гнейсами и амфиболитами архея. Минерал густого синевато-зеленого цвета содержит обильные выделения пертитов в виде линзовидных прослоев и выклинивающихся жилок шириной до 2 мм и длиной до 50 мм. Пертиты отчетливо видны на плоскостях (010) и (001) полевого шпата. Полоски пертитов, альбита обычно полисинтетически сдвойникованы по альбитовому закону поперек удлинения. Эти пертиты, очевидно, являются продуктами собирательной перекристаллизации тонких пертитов распада, которые кое-где сохранились. По рентгенометрическим данным валовый состав полевого шпата $K_{61}Na_{39}$; он испытал полный распад на существенно калиевую и существенно натриевую фазы (низкий альбит). Калиевая фаза представлена решетчатым максимальным микроклином (рентгеновская триклинность $\Delta\rho=1,00$). Судя по показателям преломления $n_g=1,523$; $n_p=1,520$; $n_m=1,518$, состав существенно калиевой фазы $K_{95-100}Na_{0-5}$.

Микроклин-ортоклаз-пертит (№ 5). Отобран из занорышей камерных топаз-морионовых гранитных пегматитов, связанных с Коростеньским плутоном рапакививидных высокожелезистых гранитов позднепротерозойского возраста (Украина). Минерал белого и желтовато-белого цвета слагает блоки и кристаллы размером до $50 \times 20 \times 20$ см, чаще около 10 см в поперечнике. В кристаллах обычно хорошо развиты грани (001), (110), (010), (130), (201). Для микроклин-ортоклаза характерны обильные червеобразные пертиты толщиной около 0,5 мм. Судя по фотографиям под электронным микроскопом, микроклин-ортоклаз содержит обильные субпараллельные пластинчатые пертиты альбита толщиной 0,05 мкм (субрентгеновские пертиты). Это типичные продукты распада твердого раствора. Полевой шпат нерешетчатый. Химический состав его (вес. %): SiO_2 65,64; TiO_2 0,01; P_2O_5 0,01; Al_2O_3 18,90; Fe_2O_3 0,09; FeO 0,14; MnO 0,01; CaO 0,42; Na_2O 4,66; K_2O 8,92; п. п. п. 0,57; сумма 99,37. При пересчете анализа получаем формулу $K_{54}Na_{44}Ca_2$ или $K_{54}(Na, Ca)_{46}$. По рентгенометрическим данным валовый состав полевого шпата $K_{48}Na_{52}$; он испытал распад на существенно калиевую и натриевую фазы. Калиевая фаза представлена примерно равными количествами ортоклаза и микроклина с рентгеновской триклинностью 0,86. Валовая рентгеновская триклинность полевого шпата 0,43. Показатели преломления калиевой фазы $n_g=1,523$, что отвечает составу $K_{95}Na_5$, натриевой фазы (пертитов) $n_p=1,527$, что отвечает составу Ap_{0-3} .

В зонах дробления и низкотемпературного гидротермального изменения (серицитизация, каолинизация) полевые шпаты в различной степени изменены. Этим обусловлено изменение их окраски на желтую, а далее буро-коричневую, увеличение пористости, снижение плотности. Под микроскопом отлично видно развитие очень тонкозернистых агрегатов серицита и каолина, главным образом вдоль трещин спайности и двойниковых швов. По степени изменения оказалось возможным разделить все образцы микроклин-ортоклаз-пертитов на три группы: неизменные, в средней степени измененные (содержат 10% новообразованных минералов, распределенных в объеме полевого шпата сравнительно равномерно) и сильно измененные (содержат 40—50% новообразований, распределенных то равномерно, то хаотично). Внешний облик кристаллов и характер спайности в сильно измененных полевых шпатах аналогичны таковым свежих образцов. Эти образцы использованы для изучения влияния степени изменения полевых шпатов на их физические свойства.

Ортоклаз-микроклин-микрпертит (№ 6). Отобран из блоковой зоны шерловых гранитных пегматитов севера Енисейского края, которые связаны с протерозойскими гранито-гнейсами. Полевой шпат густого красно-розового цвета с серым оттенком, слагает блоки до $20 \times 15 \times 15$ см. Минерал решетчатый, содержит тонкие (0,06 мм) субпараллельные пластинки пертитов альбита. По рентгенометрическим данным валовый состав щелочного полевого шпата $K_{59}(Na, Ca)_{41}$; он в значительной мере испытал распад на существенно калиевую и существенно натриевую фазы (альбит). Калиевая фаза представлена ортоклазом и промежуточным микроклином с $\Delta p = 0,55$. Количество микроклина примерно вдвое превышает количество ортоклаза. Валовая рентгеновская триклинность полевого шпата 0,36. Показатели преломления калиевой фазы $n_p = 1,519$, что отвечает составу $K_{90}N_{10}$, натриевой фазы (пертитов) $n_p = 1,529$, что отвечает составу An_5 .

Ортоклаз-микроклин-пертит (№ 7). Отобран из блоковой зоны слюдоносных микроклин-плагиоклазовых пегматитов Чупинского месторождения (Северная Карелия), сформированных в ранне-среднепротерозойскую эпоху мигматизации и гранитизации. Залегают пегматиты в амфиболитах и кристаллических сланцах архея. Нами изучены монокристалльные блоки щелочного полевого шпата розового цвета размером до $15 \times 15 \times 8$ см. Полевой шпат содержит нечетко выраженные пластинки пертитов альбита толщиной до 1 мм. На фотографиях под электронным микроскопом хорошо видны удлиненные тонкие пертиты альбита, почти изометричные в поперечном сечении. Они сгруппированы в отдельных полосах, между которыми развиты полосы ортоклаз-микроклина, лишенные пертитов. Толщина пертитов 0,7 мкм. Весьма редко в образцах

и шлифах этого полевого шпата встречаются тонкие пластинки-листочки мусковита. Химический состав полевого шпата (вес. %): SiO_2 64,75; TiO_2 0,01; P_2O_5 0,01; Al_2O_3 18,89; Fe_2O_3 0,11; FeO 0,08; MnO 0,01; CaO 0,42; Na_2O 2,56; K_2O 12,40; п. п. п. 0,48; сумма 99,72. При пересчете его получаем формулу $\text{K}_{74}\text{Na}_{24}\text{Ca}_2$ или $\text{K}_{74}(\text{Na}, \text{Ca})_{26}$. По рентгенометрическим данным валовый состав полевого шпата $\text{K}_{67}(\text{Na}, \text{Ca})_{33}$; он практически полностью распался на существенно калиевую и натриевую (альбит) фазы. Калиевая фаза представлена максимальным микроклином ($\Delta\rho=0,91$) и количественно резко уступающим ему ортоклазом. Валовая рентгеновская триклинность полевого шпата 0,78. Показатели преломления калиевой фазы $n_p=1,519$, что отвечает составу $\text{K}_{90}\text{Na}_{10}$, натриевой фазы (пертитов) $n_p=1,530$, что отвечает составу Ap_{5-7} .

Физико-механические свойства. Плаггиоклазы. В табл. 1 приведены средние значения скоростей ультразвуковых волн, прочности и теплофизических характеристик, определенные на образцах кубической формы при статистической обработке данных измерений по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Полученные результаты, по-видимому, указывают на тесную, почти линейную взаимосвязь изученных свойств. Намечается отчетливая тенденция увеличения скоростей продольных и сдвиговых ультразвуковых волн с возрастанием основности плаггиоклазов от Ap_2 до Ap_{54} . Также равномерно повышается коэффициент теплопроводности и удельной теплоемкости. Данные по упругим свойствам плаггиоклазов в целом подтверждают вывод Б. П. Беликова, К. С. Александрова и Т. В. Рыжовой (1970): увеличение скоростей упругих волн связано с увеличением анортитовой компоненты. В то же время наблюдается постепенное уменьшение прочности минеральных агрегатов от альбита к лабрадору. Это, по-видимому, объясняется тем, что лабрадорит представлен агрегатом лабрадора крупнозернистой структуры (размер зерен до 5 см), а альбитит — мелкокристаллическим агрегатом альбита. Кроме того, у лабрадорита несколько повышена пористость (2,09% против 0,38% у альбитита). В кристаллах олигоклаза устанавливаются максимальные значения прочности в направлении, перпендикулярном к плоскостям весьма совершенной спайности (001), и минимальные в направлениях (010) и (100). Подобная зависимость установлена и для коэффициентов температуропроводности и теплопроводности. Скорости же ультразвуковых волн по осям [010] и [100] имеют максимальные значения, а в направлении, перпендикулярном к плоскости (001), — минимальные.

Калинатровые полевые шпаты. При сопоставлении физико-механических свойств микроклинов и ортоклаз-микроклинов из пегматитов разных типов видны их различия (рис. 2, а). Заметно выделяется амазонитовый микроклин, испытывавший максимальное превращение в твердом состоянии

(триклинизацию) и отличающийся наиболее грубыми пертитами, т. е. фактически уже представляющий собой не единичный кристалл, а как бы гетерогенное образование. В целом для всей группы исследованных калинатовых полевых шпатов характерны минимальные скорости ультразвуковых волн в направлении [001] и максимальные в направлениях [010] и [100], причем разница между ними достигает значительной величины — 2—2,6 км/с. Коэффициент анизотропии для продольных волн от 1,39 до 1,54, а для поперечных — 1,46—1,53. У относительно более упорядоченных калинатовых полевых шпатов с валовым составом $K_{61-67}Na_{33-39}$ наибольший коэффициент анизотропии для V_p равен 1,50—1,54. В менее упорядоченных полевых шпатах состава $K_{54-59}Na_{41-46}$ коэффициент анизотропии для V_p равен 1,39—1,44. Наиболее прочными (2130 кгс/см²) являются наименее упорядоченные микроклин-ортоклазы пегматитов Коростеньского плутона. Возможно, отчасти это обусловлено и тонкопластинчатой формой пертитов, не нарушающих заметно сплошности полевого шпата. Наименее прочные из калинатовых полевых шпатов — ортоклаз-микроклины Чупинских пегматитов. Частые относительно крупные, неправильной формы пертиты, собранные в полоски, и встречающиеся мелкие листочки мусковита создают благоприятные возможности для концентрации напряжений и развития трещин. У всех щелоч-

Физико-механические свойства полевых шпатов

№ п/п	Число исследованных проб	Минеральная плотность, г/см ³	Плотность твердой фазы, г/см ³	Пористость, %	Скорости ультразвуковых волн, км/с							
					продольных				поперечных			
					по оси [001]	по осям [010], [100]	средняя	коэффициент анизотропии	по оси [001]	по осям [010], [100]	средняя	коэффициент анизотропии
1	8	2,61	2,60	0,38	—	—	5,68	—	—	—	2,91	—
2	34	2,65	2,63	0,75	5,25	6,84	6,04	1,31	2,66	3,35		1,26
3	18	2,87	2,81	2,09	—	—	6,78	—	—	—	3,56	—
4	36	2,59	2,57	0,58	4,62	6,91		1,50	2,35	3,45		1,47
5	72	2,58	2,55	1,16	5,21	7,52		1,44	2,42	3,71		1,53
6	9	2,58	2,53	1,94	5,09	7,05		1,39	2,50	3,65		1,46
7	64	2,59	2,57	0,77	4,88	7,50		1,54	2,40	3,60		1,50

1 — альбитит, 2 — олигоклаз, 3 — лабрадор, 4 — амазонитовый микроклин-пертит, 5 — ми

ных полевых шпатов наибольшие прочности характерны для направления [001], наименьшие—в направлениях [010] и [100]. Разница между ними составляет 360—620 кгс/см²; анизотропия прочности 1,23—1,4. Большая анизотропия (1,13—1,49) характерна и для коэффициентов температуропроводности и теплопроводности.

Сравнивая физико-механические свойства плагиоклазов и щелочных полевых шпатов, можно отметить ряд особенностей: 1) скорости продольных и поперечных волн, значения прочности вдоль весьма совершенной спайности и все теплофизические свойства выше у щелочных полевых шпатов; 2) скорости и прочности в направлении, перпендикулярном к весьма совершенной спайности, равны или больше у плагиоклазов; 3) коэффициенты анизотропии для продольных волн равны, для поперечных волн и прочности значительно выше, а для теплофизических характеристик ниже у плагиоклазов.

Изменения свойств с ростом степени их гидротермальной переработки изучались на образцах монокристаллов ортоклаз-микроклина из пегматитовых жил, ассоциирующих с Коростеньским плутоном. Было отобрано 128 проб, из них 72 пробы кристаллов, слабо измененных и неизмененных. Оценка степени изменения контролировалась плотностью твердой фазы и общей пористостью, являющимися очень тонкими индикаторами

Таблица 1

Прочность на сжатие, кгс/см ²				Теплофизические свойства						
по оси [001]	по осям [010], [100]	средняя	коэффициент анизотропии	температура, °С	коэффициент температуропроводности α , 10 ⁻⁸ см ² /с		коэффициент анизотропии	удельная теплоемкость C_p , 10 ⁻³ кал/г·град	коэффициент теплопроводности $\lambda = \alpha C_p$, 10 ⁻⁸ кал/см·с·град	
					по оси [001]	по осям [010], [100]			по оси [001]	по осям [010], [100]
—	—	1680	—	—	—	—	—	—	—	—
1820	1110	1460	1,64	37	7,58	7,37	1,03	0,177	3,53	3,43
—	—	860	—	47	7,25		—	0,183	3,72	
1830	1490	—	1,23	37	11,44	10,15	1,13	0,239	7,03	6,23
2130	1540	—	1,41	37	12,02	8,11	1,49	0,228	6,99	4,72
1770	1410	—	1,26	—	—	—	—	—	—	—
1570	1130	—	1,39	38	11,42	—	0,2	0,216	6,34	—

кроклин-ортоклаз-пертит, 6 — ортоклаз-микроклин-микрпертит, 7 — ортоклаз-микроклин-пертит.

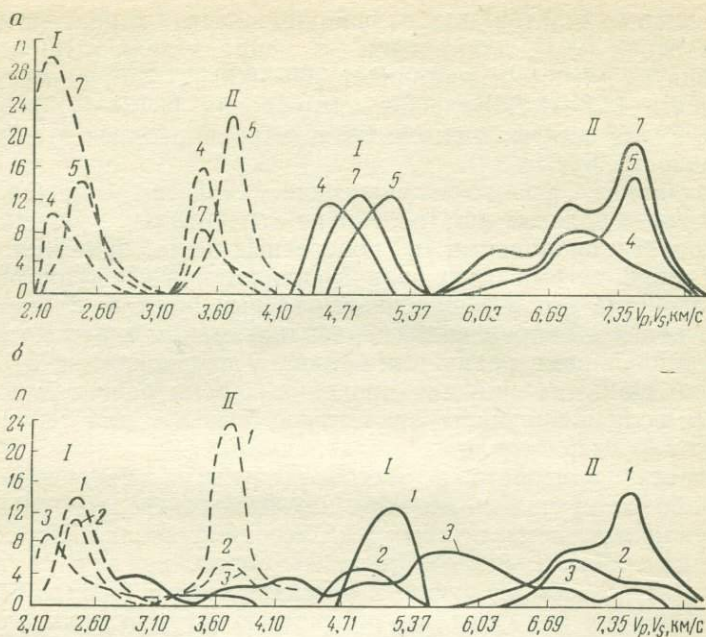


Рис. 2. Графики частот встречаемости значений скоростей сдвиговых (V_s ; штриховые линии) и продольных (V_p ; сплошные линии) ультразвуковых волн для кристаллов микроклина для разных пород (а; номера кривых см. табл. 1) и микроклин-ортоклаз-пертитов, в разной степени измененных гидротермальными процессами (б; номера кривых см. табл. 2).

Направления измерения: I — ось [001]; II — оси [010] и [100]. n — число проб

процессов метасоматоза. Выявлена (табл. 2 и см. рис. 2, б) отчетливая тенденция в понижении абсолютных значений всех изучавшихся свойств с возрастанием степени изменения. При этом у кристаллов уменьшалась анизотропия ряда свойств, хотя сохранялись первичные кристаллографические формы.

Проведенное исследование позволило установить: 1) для полевых шпатов характерна ярко выраженная анизотропия прочностных, упругих и теплофизических свойств. Коэффициент анизотропии достигает 1,5; 2) с увеличением основности плагиоклазов возрастают скорости продольных и сдвиговых ультразвуковых волн, повышается коэффициент теплопроводности и удельной теплоемкости; 3) физические свойства щелочных полевых шпатов в значительной мере обусловлены их составом и особенно степенью превращения в твердом состоянии (распад твердых растворов, триклинизация, собирательная перекристаллизация пертитов). Наиболее прочными являются полевые шпаты с наименьшей степенью упорядоченности. У более натриевых разностей выше коэффициент анизотропии для V_p . Максимально упорядоченный амазонитовый микроклин существенно

Физические свойства в разной степени измененных кристаллов
микроклин-ортоклаз-пертитов

Степень изменения (в скобках — число изученных образцов)	Скорости ультразвуковых волн, км/с				Прочность на сжатие, кгс/см ²		Плотность, г/см ³	Общая пористость, %
	продольных		поперечных		по оси [001]	по осям [101], [100]		
	по оси [001]	по осям [101], [100]	по оси [001]	по осям [101], [100]				
1. Неизмененные (172)	5,21	7,52	2,42	3,71	2130	1510	2,52—2,57 (2,55)*	0,39—2,71 (1,16)
2. Средней сте- пени измене- ности (36)	4,91	6,88	2,39	3,65	1450	1200	2,45—2,51 (2,47)	2,71—5,03 (4,26)
3. Сильно изме- ненные (20)	4,20	5,54	2,23	2,23	665	420	2,07—2,45 (2,28)	5,03—19,76 (11,63)

* В скобках приведены средние значения.

отличается по скоростям ультразвуковых волн; 4) даже незначительно проявленные гидротермальные изменения полевых шпатов резко снижают их прочность. Более сильные гидротермальные изменения понижают величины прочности и скорости ультразвуковых волн, приводят к уменьшению анизотропии этих величин.

Кварц

Кварц широко распространен в природе и достаточно хорошо изучен в кристаллографическом и кристаллохимическом отношениях (Шубников, 1940; Василькова, Соломкина, 1965; Дэна и др., 1966; Кац, Симанович, 1974). Упругие свойства кварца также издавна привлекали внимание исследователей (Farnell, 1961; Най, 1967; Силаева, Делицин, 1970; Дороговин и др., 1975; Воларович и др., 1975). Установлены и описаны упругие константы и показана четкая связь их с кристаллической структурой. Направление максимальных скоростей продольных волн совпадает с протяженностью кремнекислородных тетраэдров в структуре кварца. Целью нашего исследования было выявить особенности индикатрисы скоростей продольных волн для кристаллов кварца, образовавшихся в различных условиях и испытавших хрупкую деформацию. Были изучены монокристаллы

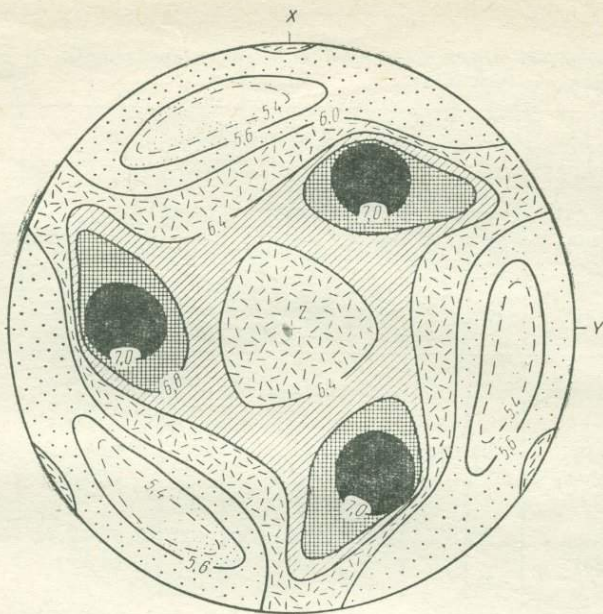


Рис. 3. Индикатриса скоростей продольных ультразвуковых волн правостороннего кристалла кварца. Измерения по сетке $10 \times 10^\circ$.

Изолинии: 5,4—5,6—6,0—6,4—6,8—7,0 км/с

как из природных объектов (месторождения Бом-Горхон, Акшоко, Татнен), так и выращенные искусственно.

Индикатриса скоростей продольных ультразвуковых волн кристалла кварца характеризуется четкой тригональной симметрией с тремя максимумами (больше 7 км/с), расположенными под углами $30-40^\circ$ к оси Z (c) и минимумами (меньше 5,5 км/с), которые ориентированы под углами $70-80^\circ$ к оси Z и смещены азимутально на 45° относительно максимумов (рис. 3). Максимумы приурочены к ребрам ромбоэдров и трехгранным углам. Эnantиморфизм кристаллографических форм и структуры кристалла находит отражение в морфологии индикатрисы скоростей. Она также может быть правосторонней и левосторонней. Для правосторонней характерна вытянутость максимумов в направлении справа налево, как в правостороннем винте. Подобный наклон здесь имеют и грани «S» и «X». Обратные соотношения наблюдаются в левосторонних кристаллах.

Зависимость упругих свойств кварца от давления при его образовании. Искусственные кристаллы. При изучении зависимости температуры декрепитации (t_g) газовой-жидких включений в кварце от различных факторов — температуры

и давления, существовавших в период его кристаллизации, размеров включений, их расстояния от края зерна — было обращено внимание на существование прямой связи t_g с давлением кристаллообразования p . Расчет коэффициента регрессии Δt на p показывает, что Δt увеличивается примерно на 2°C при возрастании p на 100 кгс/см^2 . Подобная зависимость, скорее всего, является результатом совместного действия нескольких причин, но ведущая роль принадлежит изменению упруго-прочностных свойств кварца в зависимости от давления при его кристаллизации. Для проверки этой гипотезы было решено исследовать упругие свойства кристаллов кварца, искусственно выращенных при давлениях, менявшихся от 200 до 700 кгс/см^2 , но при весьма близких других параметрах синтеза: температуре, составе растворов, длительности опытов и т. п. (Дороговин и др., 1975).

Всего было изучено 30 кристаллов кварца, для каждого из которых построены диаграммы скоростей продольных волн.

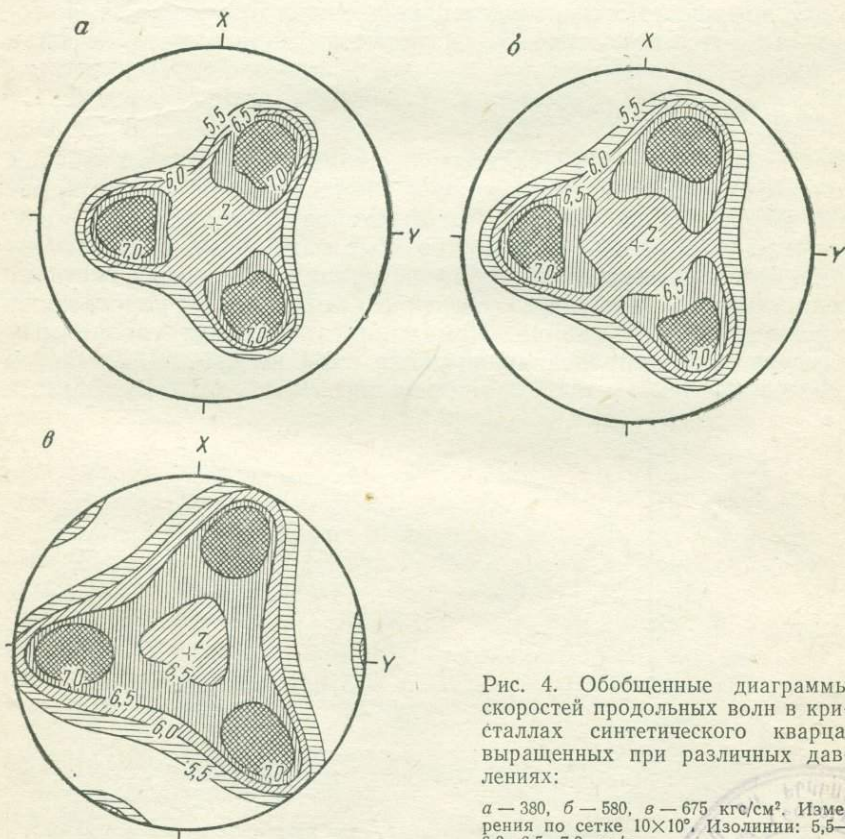
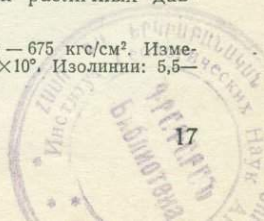


Рис. 4. Обобщенные диаграммы скоростей продольных волн в кристаллах синтетического кварца, выращенных при различных давлениях:

a — 380 , $б$ — 580 , $в$ — 675 кгс/см^2 . Измерения по сетке 10×10^6 . Изолинии: $5,5$ — $6,0$ — $6,5$ — $7,0 \text{ км/с}$



На рис. 3 для примера приведена диаграмма для кварца, синтезированного при давлении 700 кгс/см². Если отвлечься от частных и в обобщенном виде представить подобные диаграммы для кварцев, образовавшихся при разных давлениях, то полученная картина (рис. 4) будет весьма красноречиво свидетельствовать об «упрочнении» кристаллов с ростом давления. Об этом можно судить по расширению полей высоких скоростей продольных волн по мере увеличения давления кварцеобразования.

Этот же вывод подтверждается замерами V_p в строго определенном ориентированном направлении. На рис. 5 (кривая 1) приведены данные о скоростях в направлении оси Z кристаллов кварца. Отчетливость связи между p и V_p дает надежду на использование скоростей упругих волн для установления значения давления, при котором происходило минералообразование. Исследование зависимости показывает, что она далека от прямой — в области 450 кгс/см² намечается перегиб и замедление роста V_p с увеличением давления.

С помощью метода наименьших квадратов удалось получить неплохое приближение изучаемой зависимости в виде формулы

$$p = 101 + V_p \cdot 0,684x^2,$$

где $x = 100 (V_p - 6)$. Предполагая, что большая часть разброса точек около рассчитанной кривой объясняется ошибками замеров как давлений синтеза, так и скоростей продольных волн, приведенным уравнением можно пользоваться как регрессионным. Поэтому, задавшись уровнем значимости, по этому уравнению можно вычислить теоретическую ошибку предсказания давления синтеза кварца. При принятом 5%-ном уровне значимости ошибка предсказания равна ± 100 кгс/см².

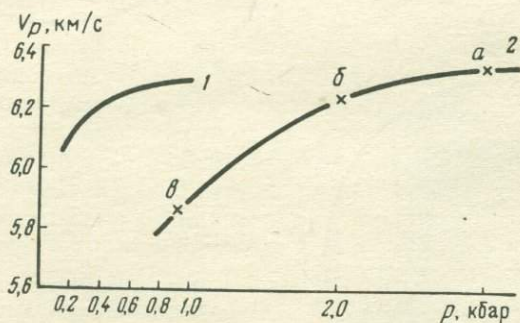


Рис. 5. Зависимость скоростей продольных ультразвуковых волн (V_p) в направлении оси Z в кварце от давления (p), существовавшего в момент его кристаллизации:

1 — для искусственно выращенных кристаллов, 2 — для природных кристаллов из месторождений Татнен (а), Акшоко (б) и Бом-Горхон (в)

Сказанное совсем не означает, что по приведенному уравнению с этой ошибкой можно предсказать давление минералообразования в природном процессе, поскольку уравнение составлено для вполне определенных условий синтеза. Так, вряд ли уравнение применимо для кварцев, синтезированных при других температурах, поскольку упругие свойства кварца, возможно, зависят и от температуры кристаллизации.

Природные кристаллы. Было исследовано девять крупных (3—12 см) кристаллов с отчетливыми кристаллографическими формами. Методами термобарогеохимии Б. А. Дороговиным и Н. В. Полянским определены температуры и давления условий кварцеобразования. Все изученные кристаллы имеют близкую температуру гомогенизации (280—330°C) и не несут следов деформационных изменений. На структурно-петрофизических диаграммах выявляется закономерное упрочнение кварца (рис. 6), при этом индикатриса скоростей стремится к шарообразной форме, понижается анизотропия упругих свойств за счет возрастания минимальных значений скоростей упругих волн. Эта закономерность в равной мере относится к правосторонним и левосторонним кристаллам. Скорости продольных волн вдоль оси Z также возрастают у кварцев, образовавшихся при более высоких давлениях (см. рис. 5, кривая 2). Здесь мы имеем кривую, подобную полученной для искусственных кристаллов, но в отличие от последней существенно смещенную в область высоких давлений.

Полученные кривые « $V_p - p$ » и уравнение демонстрируют принципиальную возможность с несущественными для большинства геологических приложений ошибками по упругим, легко measurable свойствам кварца определять давление, при котором он образовался. Работа в этом направлении сулит появление нового и довольно простого способа реконструкции одного из самых важных параметров геологических процессов.

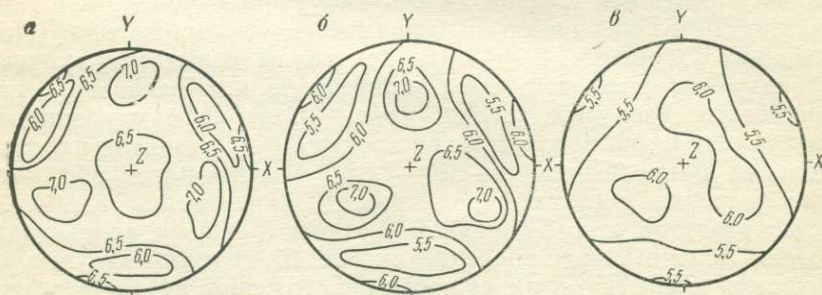


Рис. 6. Обобщенные диаграммы скоростей продольных ультразвуковых волн в кристаллах кварца из месторождения Татнен (а), Акшкоко (б) и Бом-Горхон (в).

Изолинии: 5,5—6,0—6,5—7,0 км/с

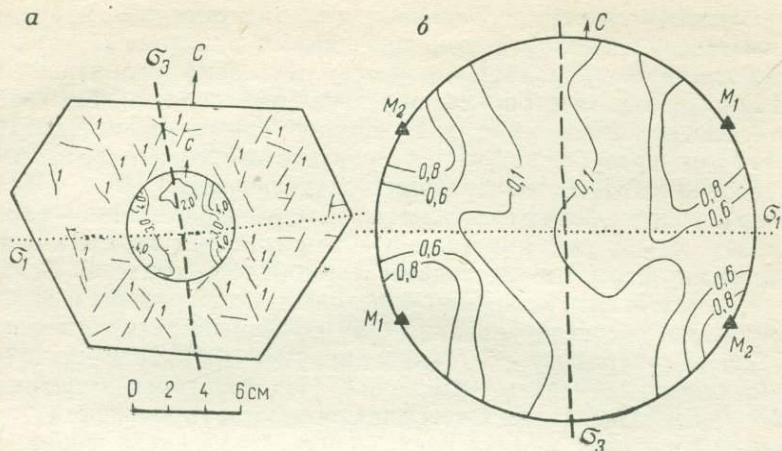


Рис. 7. Структурные особенности деформированного кристалла кварца месторождения Бом-Горхон:

a — сечение кристалла, перпендикулярное к оси Z (I — трещины скола) с диаграммой трещиноватости (46 замеров). Изолинии: 2,0—3,0—4,0%; *b* — разностная диаграмма V_p . Изолинии: 0,1—0,6—0,8 км/с. Максимумы ΔV_p (M_1 и M_2) соответствуют перпендикулярам к системам микротрещин. Показано положение максимальных (σ_1) и минимальных (σ_3) главных нормальных напряжений, реконструированное по сопряженным системам трещин скола (*a*) и по анизотропии V_p (*b*)

Пока неясен механизм упрочнения кварца при повышенных давлениях. Вероятно, большую роль играют коллоидные частицы кремнезема, всегда присутствующие в том или ином количестве в гидротермальных кварцобразующих растворах. При более низких давлениях происходит активный захват коллоидных частиц кремнезема растущим кристаллом кварца. При повышении давления возможность захвата коллоидов уменьшается, что вызывает упрочнение кварца.

Изменение упругих свойств кристаллов кварца при деформации. Исследование проводилось на крупных монокристаллах из жил Бом-Горхонского вольфрамового месторождения (Полянский, Старостин, 1976). Эти кристаллы испытали хрупкую деформацию сдвигового типа, приведшую к образованию сопряженных сколовых трещин (рис. 7). В деформированных кристаллах резко возросла пористость за счет развития плоскощелевых микротрещин (до 1,6—1,8%) и понизились абсолютные значения упругих параметров. В направлении наиболее четко развитой северо-западной системы трещин в кристаллах возник пояс высоких значений скоростей продольных ультразвуковых волн, который существенно изменил первичную индикатрису V_p . При этом максимумы приобрели удлиненную в направлении трещиноватости форму, произошло усреднение абсолютных значений скоростей волн и резкое уменьшение их анизотропии.

Горные породы и руды

В горных породах явления анизотропии упругих свойств в значительной мере зависят от степени упорядоченности в расположении основных породообразующих минералов, и для них характерны многие группы симметрии, давно установленные для кристаллов. Используя принципы классификации текстур, предложенные А. В. Шубниковым, Б. П. Беликов, К. С. Александров и Т. В. Рыжова (1970) пришли к выводу, что наиболее часто в природе встречаются породы, принадлежащие к трем группам симметрии: изотропной, поперечно-изотропной (гексагональной) и ромбической. Этими авторами детально рассмотрены вопросы теории и предложена методика измерений образцов анизотропных пород и последующего расчета модулей упругости.

В последние годы при сейсмических исследованиях большое внимание уделяется также анализу анизотропии скоростей сейсмических волн в горных породах. Особенно внимательно изучаются поперечно-изотропные среды, примером которых могут служить слоистые породы. В теоретическом обзоре Ф. М. Ляховицкого и М. В. Невского (1972) подробно рассмотрена анизотропия скоростей сейсмических волн в тонкослоистых средах, где используемые длины упругих волн значительно больше мощности отдельных прослоев с разными упругими свойствами. Авторы приходят к выводу, что для поперечных волн индикатриса лучевых скоростей имеет форму эллипса с полуосями, равными скорости волн в направлении, перпендикулярном к слоистости, и значениям этих же скоростей, умноженных на коэффициент анизотропии. Кроме того, ими установлено, что коэффициент анизотропии продольных (K_p), квазипоперечных (K_{sv}) и поперечных (K_s) волн зависит от значений параметров

$$n_p = \frac{V_{1p}}{V_{2p}}; \quad n_s = \frac{V_{1s}}{V_{2s}}; \quad m = \frac{h_1}{h_2}; \quad s = \frac{\rho_1}{\rho_2},$$

где V_{1p} , V_{1s} , h_1 , ρ_1 и V_{2p} , V_{2s} , h_2 , ρ_2 — соответственно скорости продольных и поперечных волн, мощности и плотности для первого и второго слоев.

Увеличение n_p приводит к увеличению K_p , при этом K_s не изменяется, а K_{sv} уменьшается. Увеличение n_s приводит к увеличению K_s и K_{sv} , а K_p неизменен. Значения K_p , K_s и K_{sv} тем сильнее отличаются от единицы, чем ближе к единице значение параметра m . Увеличение дифференциации по плотности (ρ) увеличивает все истинные коэффициенты анизотропии. Следует указать, что сделанные выводы справедливы для случая двухкомпонентной слоистой среды, причем каждый слой является однородным и изотропным.

ТИПЫ АНИЗОТРОПИИ

Детальные петрографические, кристаллографические и микроструктурные исследования в сочетании с экспериментальными данными позволяют наметить три основных типа анизотропии упругих свойств: 1) петроструктурный, 2) связанный с напряженным состоянием и 3) деформационный (Старостин, 1973⁴, 1975; Волярович и др., 1974; Denis e. a., 1975).

Петроструктурная анизотропия отражает условия, при которых горные породы и руды либо образовались, либо были существенно метаморфизованы. Она выражается главным образом в ориентировке слагающих породы и руды минералов.

Возникшие при этом структуры в геологической литературе довольно подробно рассмотрены (Клосс, 1958; Тернер, Ферхуген, 1961; Лукин и др., 1965; Казаков, 1967 и др.). Все они образовались в результате вращения зерен либо пластической деформации последних. Кроме того, важная роль в формировании ориентированных структур принадлежит: 1) явлениям перекристаллизации напряженного мономинерального агрегата, 2) способности кристаллов расти в определенных кристаллографических направлениях, 3) относительной устойчивости кристаллов в напряженных породах, что приводит к уничтожению неустойчивых и росту устойчивых зерен, 4) отжиговой перекристаллизации, когда породы с остаточной деформацией подвергаются перекристаллизации при нагревании.

Согласно основной гипотезе, лежащей в основе микроструктурного анализа и сформулированной Б. Зандером, В. Шмидтом и Ф. Тернером (Тернер, Ферхуген, 1961), симметрия структуры тектонитов отражает симметрию плана движения при деформации. Кинематически определяются три взаимно перпендикулярные оси плана движений: a — главное направление перемещений, b — ось вращения и c — ось, перпендикулярная к a и b . Б. Зандер выделил два основных типа тектонитов: S-тектониты и В-тектониты (Sander, 1950).

К S-тектонитам им отнесены породы, структура которых определяется одной серией ясных S-плоскостей при отсутствии или слабом проявлении линейного параллелизма. По мере появления и усиления линейности и поясов на диаграммах S-тектониты переходят в В-тектониты, в структуре которых линейный параллелизм относительно оси b является основной структурной особенностью. Ось b большинства В-тектонитов — это ось вращения отдельных кристаллов, прослево и S-поверхностей, что приводит к заметному развитию пояса ac на диаграммах оптической ориентировки минералов. Желая подчеркнуть роль вращения в образовании подобных тектонитов, их часто выделяют в особый тип и называют R-тектонитами. Чтобы выявить тип тектонита, строят структурные диаграммы, для которых используют данные по ориентировке кварца, кальцита,

слюды и в меньшей мере полевых шпатов, барита, роговой обманки и оливина. Как уже было показано ранее, упругие свойства и, в частности, скорости ультразвуковых волн в кристаллах заметно отличаются для различных кристаллографических направлений. В случае, когда мы имеем породы, в которых существует упорядоченная ориентировка минералов, степень и направление этой ориентировки можно установить не только на микроструктурных диаграммах, но в значительно более четком виде на диаграммах скоростей ультразвуковых волн. Выделяется три генетических типа структурных ориентировок: прототектонический, седиментационный и метаморфический.

Прототектонические структуры отчетливо фиксируются на структурно-петрофизических диаграммах. В микроклиновых гранитах (Бом-Горхонское месторождение, Забайкалье) линейные максимумы скоростей продольных ультразвуковых волн соответствуют максимумам оптических осей кварца. В субвулканических липаритовых порфирах (Николаевское месторождение, Рудный Алтай) установлено полное совпадение максимумов концентрации оптических осей кварца, осей столбчатой отдельности и максимальных значений V_p (рис. 8). В ультраосновных породах, например в бронзитите, максимальным концентрациям кристаллографических осей a бронзита соответствует максимум V_p (8,3 км/с), а осей b — минимум (7,04 км/с) (Babuška, 1968). Подобная картина наблюдается и в дуните, в котором ориентировка кристаллов оливина полностью определяет анизотропию упругих свойств породы, поскольку в направлении кристаллографических осей a , b и c скорости продольных ультразвуковых волн соответственно равны 9,887; 7,725 и 8,427 км/с. Системы пор и микротрещин не изменяют симметрию анизотропии упругости, обусловленную ориентировкой кристаллов, при медленных гидростатических нагрузках во всем диапазоне давлений вплоть до 10 кбар. Максимумы и минимумы скоростей остаются на тех же самых местах, а изменение положения изолиний скоростей незначительно (Christensen, 1965, 1971₂; Babuška, 1968).

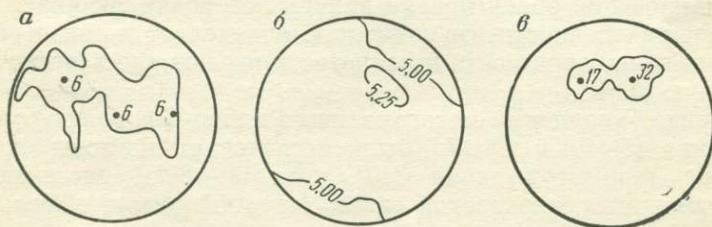


Рис. 8. Диаграммы ориентировок в липаритовых порфирах:

a — оптических осей 103 зерен кварца. Изолиния — 2%, максимумы — 6%; b — анизотропии скоростей продольных волн. Изолинии: 5,00—5,25 км/с; v — столбчатой отдельности, 112 замеров. Изолиния — 5%, максимумы — 17 и 32%.

Седиментационные структуры осадочных и вулканокластических пород характеризуются упорядоченным расположением минеральных частиц и агрегатов. Наиболее распространенные типы структур образованы сочетаниями линейных, линейно-плоскостных и плоскостных ориентировок, которые отчетливо выявляются на круговых структурно-петрофизических диаграммах. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах сортировка частиц породы по размерам и составу приводит к образованию поясов повышенных значений V_p , а преимущественная ориентировка удлиненных зерен, связанная с направлением сноса материала, на диаграммах фиксируется линейными максимумами скоростей ультразвуковых волн. В карбонатных породах (известняках, доломитах) анизотропия продольных волн объясняется главным образом ориентировкой зерен карбоната.

Метаморфические и метаморфогенные структуры характерны для сильно измененных пород, часто нацело преобразованных под влиянием термального, контактового и динамического метаморфизма. Возникшие при этом структуры обладают отчетливой связью между ориентировкой зерен породы и ее физическими свойствами. Рассмотрим несколько примеров.

Для кристаллических существенно амфиболовых пород Кольского полуострова характерна анизотропия продольных волн, обусловленная закономерной ориентировкой кристаллов амфибола: ось c кристалла совпадает с линейностью (максимум скоростей), а грани (110) и (100) параллельны сланцеватости (Резанов, Галдин, 1967).

Мономинеральные карбонатные породы изучены Л. И. Звягинцевым, Л. Н. Левушкиным и О. Н. Коротковой (1970). Были исследованы векторы скоростей продольных ультразвуковых волн, пористость, проницаемость и построены микроструктурные диаграммы по кальциту. Установлено, что мраморы обладают анизотропией продольных волн, существование которой объясняется только ориентировкой кристаллов кальцита. Стадия пластических деформаций под действием стресса выразилась в возникновении ориентировки кристаллов, подчиняющихся правилу упорядоченности, что полностью определяет и анизотропию упругих волн; пористость и слоистость играют здесь резко подчиненную роль.

Серицит-кварцевые метасоматиты Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) были исследованы из зоны брекчирования (азимут падения 340° , угол $60-80^\circ$), рассекающей микрокварциты крюковской свиты (средний девон, эйфельский ярус). Мощность зоны — от десятков сантиметров до нескольких метров. В ней часто наблюдаются серии субпараллельных, кулисно располагающихся нарушений. Брежированные и милонитизированные породы испытали интенсивный калиевый мета-

соматоз и приобрели существенно (на 70%) серицитовый состав. Гидротермально-метасоматический процесс протекал в обстановке сложного поля напряжений, что нашло отражение в отчетливой ориентировке как новообразованных (чешуйки серицита, перекристаллизованные зерна кварца), так и более ранних, образовавшихся до формирования серицитолитов минералов, главным образом зерен кварца и карбоната, микрокварцитов. На ориентированных образцах нами были измерены скорости продольных ультразвуковых волн и оптические оси кварца. Кроме того, по методике, описанной Б. В. Байдюк и Л. И. Толстой (Деформационные свойства..., 1968), определялись ориентировки чешуек серицита и кварцевых зерен. Как и в большинстве руководств по микроструктурному анализу, в настоящей работе принята прямоугольная система координат. На диаграммах ориентировок (рис. 9) выявляется отчетливая линейность в направлении оси a . В образце макроскопически эта линейность фиксируется развитием микроплойчатости, а на диаграммах ориентировок (см. рис. 9, I, II, III, V) выражена в отчетливом максимуме скоростей волн, оптических осей кварца и хотя слабой, но заметной ориентировке чешуек серицита, а также зерен кварца и карбоната. На диаграмме оптических осей кварца также фиксируется положение осей структурных координат (a, b, c). Из сопоставления данных микроструктурного изучения серицит-кварцевого метасоматита (см. рис. 9, II—VI) с данными по анизотропии продольных ультразвуковых волн видно, что на диаграммах скоростей волн нашли отражение все отмеченные выше структурные элементы породы. Прежде всего на диаграмме скоростей ультразвуковых волн хорошо фиксируется максимум, соответствующий ориентировке оптических осей кварца, чешуек серицита, зерен кварца и карбоната. Для породы характерен высокий коэффициент анизотропии скоростей (больше 1,45), в то время как подобное направление на диаграмме ориентировки оптических осей кварца представлено максимумом всего в 2%. По узору изолиний скоростей волн намечается поясовая структура с осью b в центре.

Важная роль при анализе диаграмм принадлежит абсолютным значениям скоростей волн и объемному распределению значений коэффициента упругой анизотропии. Анализ абсолютных величин скоростей волн дает нам возможность судить о вещественном составе изучаемого образца и степени структурных преобразований, которые он претерпел по сравнению с исходными, неизменными или слабо измененными породами. В данном случае достаточно низкие скорости ультразвуковых волн, примерно в 1,5—2 раза меньше, чем для микрокварцитов, позволяют оценить состав исследуемой породы как существенно серицитовый. Целесообразно для каждого рудного поля или района составлять графики зависимости упругих

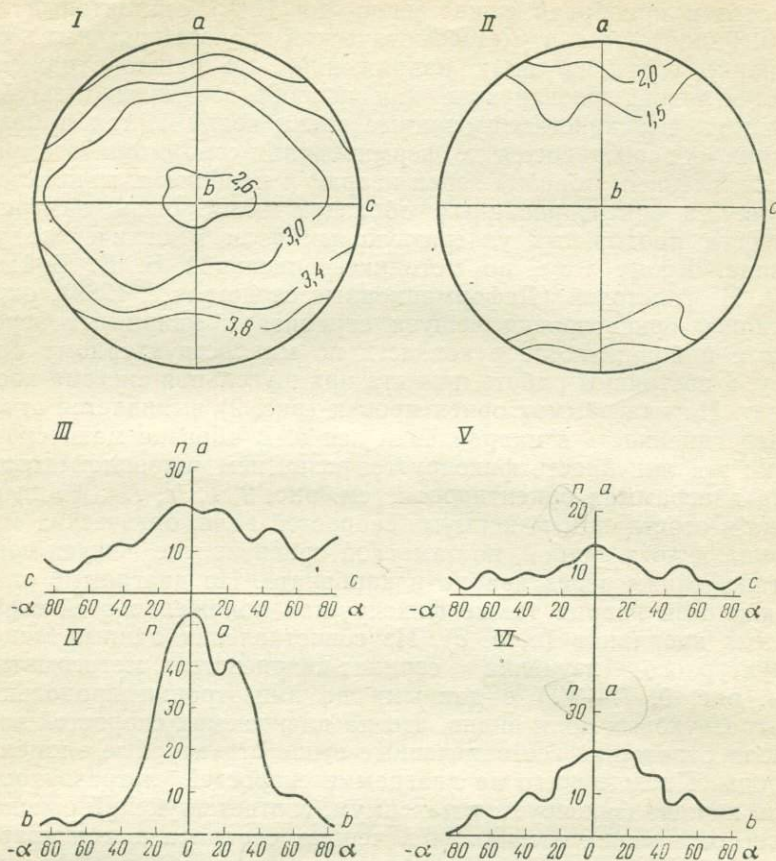


Рис. 9. Микроструктурные и петрофизические особенности серицит-кварцевой породы.

I — диаграмма скоростей продольных волн. Изолинии: 2,6—3,0—3,4—3,8 км/с; *a*, *b*, *c* — оси структурных координат; II — оптические оси 80 зерен кварца в плоскости *ac*. Изолинии: 1,5—2,0%; III—IV — графики частот встречаемости ориентировки чешуек серицита в плоскостях *ac* (III) и *ab* (IV) и положений длинных осей зерен кварца и карбоната в плоскостях *ac* (V) и *ab* (VI). *n* — число замеров; α — угол (в градусах) между ориентировкой чешуек серицита и осью *a*.

характеристик от вещественного состава, используя для этого как экспериментальные данные (Старостин, 1973₂), так и расчетные, базирующиеся на количественных минералогических сведениях (Беликов и др., 1970).

Исследуемая порода обладает очень низкой пористостью (0,8%). Поры в основном ультрамикроскопические (0,0002 мм), щелевого типа, ориентированы согласно с чешуйками серицита. Отсутствие следов катаклаза по границам кварцевых зерен, а также наличие каемок и гнезд перекристаллизации кварца,

прожилков и пятен, сложенных карбонатом,— все эти данные позволяют сделать вывод о том, что основной структурный узор породы был сформирован в период активного протекания процесса калиевого метасоматоза и наблюдаемая структура отражает план тектонических напряжений именно этого времени.

Анизотропия напряженного состояния возникает в массивах горных пород под действием литостатического давления или тектонических сил, а в образцах горных пород появляется при экспериментах, моделирующих одностороннее или всестороннее давление (Турчанинов, 1973). Для ненарушенного изотропного массива горных пород в инженерной сейсмоакустике, горном деле и неотектонике существуют теоретические представления о напряженном состоянии, обусловленном действием вертикально ориентированных напряжений, создаваемых вышележащей толщей пород (Сейсмоакустические методы..., 1969), в соответствии с которыми в упругом изотропном массиве горизонтальные напряжения в 2—5 раз меньше вертикальных. Однако в реальных массивах картина существенно иная и довольно часто горизонтальные напряжения не равны между собой, а сумма горизонтальных усилий даже на глубине 1000 м превышает литостатические.

Значительный интерес представляют методические приемы изучения напряженного состояния, примененные Л. И. Звягинцевым (1972), использовавшим для этих целей ориентированные в пространстве замеры скоростей продольных ультразвуковых волн в массиве горных пород и на образцах, в лабораторных условиях. Им было показано, что наблюдаемая разница в анизотропии упругих волн в массиве и на образцах позволяет судить об интенсивностях и направлениях существующего поля напряжений.

Изучение упругих свойств горных пород в лабораторных условиях при различных односторонних и всесторонних давлениях показало, что с повышением давления скорости упругих волн возрастают. При этом особенно значительны изменения в интервале давлений 1—2 кбар, когда закрывается основная масса трещин. По мнению З. И. Стаховской (1966), при наложении давления на образцы горных пород имеет место их деформация за счет сжатия внутренних контактов, а изменение скорости упругих волн оказывается пропорциональным изменению площади сечения порового пространства, перпендикулярного к направлению нагрузки.

Поскольку горные породы довольно часто обладают отчетливой анизотропией уже при атмосферном давлении (Старостин, 1973₂), то, вполне естественно, при наложении нагрузки происходит изменение коэффициента анизотропии. При снятии нагрузки первичная анизотропия пород восстанавливается.

Деформационная анизотропия. Экспериментальные работы по изучению деформационных характеристик, а также физико-

механических, в том числе и упругих, свойств горных пород в условиях высоких давлений (односторонних и всесторонних) и температур, а также изучение изменений, происходящих в структуре исследуемых образований, показали, что, начиная с небольших величин всестороннего сжатия (1—4 кбар), в породах развивается процесс микроразрушения и пластической деформации. При этом в зернистых породах катаклаза наблюдается по границам зерен, а внутри последних имеет место пластическая деформация, выражающаяся трансляцией, двойникованием, скольжением в кристаллической структуре вещества. Одновременно происходит поворот зерен, особенно в условиях преобладающего одностороннего давления. Отмеченные явления микродеформации сопровождаются развитием микротрещиноватости, приводящей к приращению объема (Ставрогин, Георгиевский, 1969). Согласно Б. В. Байдюк и Н. Н. Павловой (Деформационные свойства..., 1968), алгебраически наибольшая нормальная деформация (ϵ_1) определяется из выражения

$$\epsilon_1 = \frac{1}{E} (\sigma_1 - \mu (\sigma_2 + \sigma_3)),$$

где E — модуль упругости; μ — коэффициент Пуассона; σ_1 , σ_2 , σ_3 — соответственно алгебраические наибольшее, среднее и наименьшее главные нормальные напряжения (положительная ось — ось растяжения, отрицательная ось — ось сжатия). Анализ этой формулы показывает, что для большинства горных пород ($\mu = 0,25$) растягивающая деформация будет иметь место, когда абсолютное значение одного из нормальных напряжений более чем в 4 раза меньше абсолютного значения суммы двух других. Характерным признаком растяжения является развитие трещиноватости, катаклаза и вращения зерен. В связи с этим направление преимущественной ориентировки зерен соответствует положению оси максимальной растягивающей деформации. При сопоставлении данных по характеру процесса деформации осадочных, метаморфических и магматических пород в условиях больших давлений и температур установлено, что основная масса осадочных пород пластично деформируется уже в условиях небольших глубин (несколько километров), а метаморфические и магматические образования даже при давлении 5000 кгс/см² и температуре 500°C, что соответствует глубине около 20 км, проявляют склонность к катакlastической, локализованной в зоне сдвига деформации (Деформационные свойства..., 1968).

Характерной особенностью горных пород, находившихся в условиях повышенных давлений и температур, являются необратимые изменения в структуре и в физико-механических свойствах. При этом породы, подвергавшиеся напряжениям, превышающим предел упругости, при последующих испыта-

ниях изменяются во все более и более возрастающей степени, особенно это четко выражено в анизотропии физико-механических свойств. Так, например, серия последовательных испытаний «нагрузка — разгрузка» в условиях объемного сжатия в интервале давлений 0—1200 кгс/см² для гранитов Сант Жермен де Моден (Etudes..., 1971) привела к возрастанию проницаемости, являющейся индикатором микротрещиноватости, соответственно после первого цикла в 5—6 раз, второго — в 15 раз, третьего в 25 раз и четвертого в 50 раз. Скорости продольных ультразвуковых волн после одноактного деформирования в образцах магматических и метаморфических пород понижаются на 2—5%, а вулканогенно-осадочных — на 25—30%.

Среди деформированных пород достаточно широко распространены S-тектониты. В качестве примера рассмотрим особенности внутренней структуры и анизотропию упругих свойств ориентированных образцов из кварцевых жил Тишинского полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). Макроскопически кварцевые жилы сложены массивным однородным молочно-белым кварцем и не несут следов видимых деформационных признаков (брекчирования, рассланцевания, катаклаза). С целью изучения разломов, выполненных этими жилами, выяснения плана деформаций в период после их образования и главным образом соотношения последних с региональным рассланцеванием нами было проведено исследование ориентировки оптических осей кварца и скоростей продольных ультразвуковых волн в ориентированных образцах. Во всех случаях структурные узоры на диаграммах оптических осей кварца и скоростей продольных волн были очень похожими. Изучены четыре кварцевые жилы, расположенные как на самом месторождении (в карьере), так и на его флангах. Все они имеют близкие элементы залегания и одинаковые особенности внутреннего строения. Характерная особенность исследованных образцов — повышенная пористость (1,8—2,6%), обусловленная широким развитием микротрещин щелевого типа. Для удобства интерпретации данные по ориентировке кварца и значения скоростей волн в различных направлениях нанесены на сетку В. Шмидта, расположенную в горизонтальной плоскости и в соответствии со странами света. На этих же диаграммах показаны элементы залегания жил, а также слоистости и рассланцевания вмещающих их туфогенных алевритов (рис. 10).

Оптические оси кварца образуют отчетливый максимум (12%), расположенный в плоскости регионального рассланцевания. Его позиция дает возможность определить элементы залегания оси *a*: азимут падения 300° угол 50°. Ось *b*, вероятно, находится также в плоскости рассланцевания и ориентирована перпендикулярно к оси *a*. Соответственно ось *c*

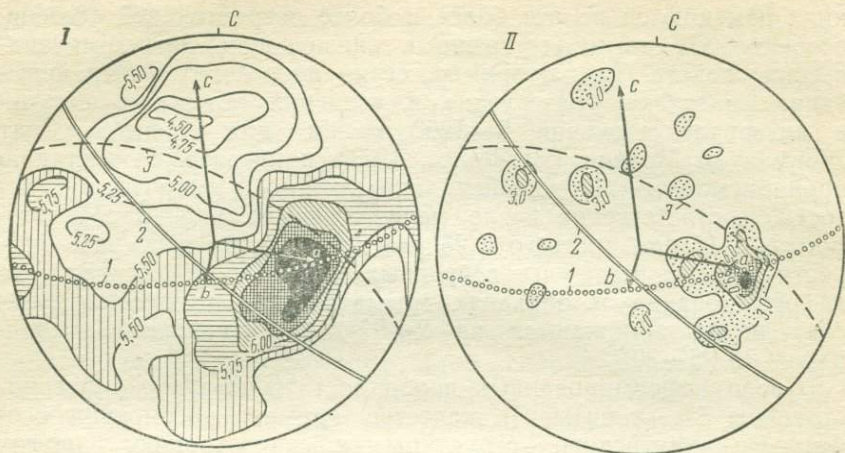


Рис. 10. Диаграммы ориентировок в кварце:

I — скоростей продольных ультразвуковых волн. Изолинии: 4,50—4,75—5,00—5,25—5,50—5,75—6,00—6,25—6,50 км/с, *a*, *b*, *c* — структурные оси; *II* — оптических осей 160 зерен кварца в горизонтальном срезе. Изолинии: 3,0—6,0—9,0—12,0%.

Ориентировка: 1 — расланцевания, 2 — слоистости, 3 — контакта кварцевой жилы

перпендикулярна к *ab*. Анализируя диаграммы скоростей продольных ультразвуковых волн, видим, что здесь выявлен не только максимум (со скоростями больше 6,5 км/с), но также пояс скоростей 5,5 км/с, соответствующий плоскостям расланцевания. Наличие расположенного перпендикулярно к поясу повышенных значений минимума скоростей (4,50 км/с) позволяет более надежно определить положение *S*-поверхностей. Осями структурных координат в данном случае будут: *a* — максимум скоростей (6,5—6,7 км/с), *b* — перпендикуляр к *a* в плоскости повышенных значений скоростей и *c* — положение минимума (4,5 км/с) или перпендикуляр к поясу скоростей 5,5 км/с.

На тесную связь продольных ультразвуковых волн со структурой кварцевых агрегатов указывали также Н. С. Делицин, Э. И. Пархоменко, О. И. Силаева (1968). Они показали, что с увеличением проявления деформации однородность оптической ориентировки кварца возрастает, достигая совершенства в виде диаграммы типа *S*-тектонита в зоне «интенсивной пластичности». Согласно этим авторам коэффициент анизотропии деформированного кварцита был равен 15%, а зона пластичности характеризовалась понижением абсолютных величин скоростей волн на 5—7%.

Изучение кварца из жил, приуроченных к субширотным разломам на Тишинском рудном поле, позволило установить, что как разломы, так и выполняющие их жилы сформировались до этапа регионального расланцевания, поскольку деформационные процессы этого этапа на них наложены.

В кварцевых жилах палеотектоническое поле напряжений, существовавшее в период регионального расланцевания, привело к образованию S-тектонитов, выявляемых по наличию щелевых микротрещин, поясов повышенных скоростей продольных ультразвуковых волн и по высоким значениям коэффициента деформационной упругой анизотропии. Оптические оси кварца, как правило, располагались в плоскостях расланцевания и ориентировались под углами 25—40° в северо-западном направлении (300—320°). Их положение фиксировало ориентировку линий скольжения. Подтверждением вывода является наблюдаемое аналогичное положение штрихов и борозд скольжения на плоскостях расланцевания, пересекающих исследуемые жилы.

В основных и ультраосновных породах общая анизотропия упругих свойств также зависит от соотношения двух групп факторов — прототектонических и деформационных (микротрещиноватость, катаклиз) (Волярович и др., 1974).

В процессе тектонических, гидротермально-метасоматических и метаморфических преобразований, которые испытали горные породы, происходила синхронная эволюция упругих свойств: первично изотропные породы становились анизотропными и наоборот. Однако все эти изменения не протекали бесследно, структура их усложнялась, формировалась полигенная индикатриса физических свойств, изучение которой позволяет проследить основные этапы структурных преобразований горных пород и руд.

ГЛАВА 2

ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Структурно-петрофизическое изучение эндогенных месторождений осуществляется в два периода: полевой и лабораторный. В полевой период наряду с комплексным исследованием геолого-структурных и минералого-геохимических особенностей локализации эндогенных руд проводятся работы по отбору проб и составлению полевого варианта специализированной геолого-структурной карты месторождения или рудного поля. Отбор проб — наиболее сложная и важная операция, поскольку именно эта стадия исследования существенно влияет на получение доброкачественных результатов. Здесь нужно прежде всего четко представлять всю программу исследований, учитывающих специфику геологического строения исследуемого объекта. При этом для определения физико-механических свойств помимо специальных проб целесообразно максимально полно использовать образцы руд и пород, обычно отбираемых при геологических исследованиях. Одной из основных трудностей в использовании этого обширного, геологически хорошо изученного

материала является высокая степень поверхностного выветривания, сильно влияющая на физические и механические свойства пород. Но детальные работы (масштабов 1 : 25 000—1 : 10 000—1 : 1000) на рудных объектах обычно сопровождаются проходкой горных выработок и поисково-разведочных скважин, облегчающих получение образцов нужного качества. Требования к размерам и форме проб менее жесткие, поскольку современные методы и аппаратура позволяют проводить испытания на пробах небольшого размера (до нескольких сантиметров).

Выделяются два направления в изучении рудных объектов: 1) расшифровка истории формирования структур рудных полей и месторождений, 2) выявление образований, наиболее благоприятных для рудозамещения. Структурное направление предполагает комплексную петрофизическую характеристику горных пород и определение характера изменения физических и механических свойств для различных этапов и стадий формирования структур. Исследование горных пород в отношении благоприятности замещения их рудным веществом включает изучение в различной степени замещаемых рудой образований, а также связи эндогенных ореолов с определенными петрофизическими группами пород.

Все отмеченные вопросы могут решаться только в комплексе с другими методами при детальном геологическом картировании. Особенно важно сочетание тектонофизических исследований с петрофизическими. Совершенно необходимо полевое изучение трещиноватости, кливажа, сопряженных разрывов и складок. Важно, чтобы выделяемые в поле толщи и пачки, различные фации магматических пород, а также метасоматиты и тектониты были не только охарактеризованы по всей площади изучаемой структуры, но и расшифрованы причинные связи между всевозможными геологическими характеристиками и физико-механическими свойствами в каждом из выделяемых на картах и схемах типов образований.

В зависимости от особенностей строения рудных объектов, целей и задач, стоящих перед исследователями, применяются два основных полевых методических приема: изучение опорных разрезов и детальное площадное картирование.

Метод опорных разрезов используется в начальной стадии изучения рудных полей и месторождений любого типа. Выбранные разрезы должны удовлетворять следующим условиям: 1) располагаться поперек или вдоль генерального простирания структуры, 2) достаточно полно вскрывать рудовмещающий разрез, 3) содержать горные выработки, скважины или естественные обнажения, позволяющие производить структурные наблюдения и отбирать образцы нужного размера и качества, 4) быть типичными для исследуемого объекта.

Детальное площадное картирование применяется обычно на локальных участках (горизонты подземных

выработок, карьеры, хорошо обнаженные участки). Эти работы проводятся в детальных масштабах (1:500; 1:1000; 1:2000; 1:5000) и позволяют составить специализированные геологоструктурные карты. При проведении подобных работ весьма эффективно использование крупномасштабных аэрофотоснимков, фототеодолитных планов и вообще данных фотодокументации как наземных, так и подземных горных выработок и естественных обнажений.

Независимо от принятой методики полевых работ важнейшая роль принадлежит полноте и тщательности описания в пунктах структурно-петрофизических наблюдений. Расположение и плотность их определяются масштабом исследований и степенью обнаженности исследуемого объекта. Ориентировочно можно отметить, что при работах масштаба 1:500 и 1:1000 целесообразно иметь 100—70 пунктов на 1 км², а масштаба 1:2000—1:5000 — 50—20 пунктов на 1 км². Полное описание пункта наблюдения включает: 1) сведения о породах, их составе, фациальной принадлежности, степени и характере гидротермально-метасоматических изменений; 2) структурную информацию: слоистость, строение контактов, макро- и микроскладчатость, разломы и трещиноватость; 3) сведения о гидротермальных жильных образованиях: их составе, залегании и последовательности формирования. В пункте наблюдения необходимо провести статистические замеры: 1) трещиноватости с указанием типа разрывов (сколы или отрывы) и, если возможно, отдельно для разновозрастных систем нарушений; 2) жил и даек. Желательно выявить сопряженные системы разрывов в соответствии с принципами, разработанными М. В. Гзовским (1963). В заключение производится отбор проб. Из горных выработок и обнажений обязательно отбираются ориентированные образцы. Здесь нужно учитывать следующее: взятые пробы должны быть типичными для изучаемого геологического объекта и образцы для определения различных физико-механических свойств нужно брать из одного монолита (пробы), причем из этой же пробы отделяются образцы для изготовления шлифов и аншлифов, проведения химических анализов и других аналитических исследований.

При работах в закрытых районах особое внимание обращается на документацию глубоких буровых скважин (в опорных профилях), всех имеющихся обнажений и дешифрирование крупномасштабных аэрофотоснимков. Отобранные в скважинах образцы должны дать равномерную характеристику рудомещающих образований по всему разрезу и по всем фациям пород.

Опорные разрезы и участки, откартированные в детальном масштабе, являются первой основной частью структурно-петрофизических схем и карт рудных полей и месторождений.

Вторая, завершающая часть включает нанесенные на планы и карты синтезированные результаты лабораторных определений абсолютных значений и анизотропии физико-механических свойств горных пород и руд, данные оптических ориентировок породообразующих минералов, диаграммы трещиноватости, прототектонических элементов, жил и даек, положения палеотектонических осей напряжения, восстановленные по сопряженным разрывам, элементам залегания микроскладчатости и по данным анализа микроструктурных и структурно-петрофизических диаграмм.

ГЛАВА 3

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Упругие свойства

Упругие свойства горных пород определяются статическими и динамическими методами. При статическом методе на специально изготовленных призмах стандартного сечения измеряют изменения размеров в условиях действия заданных напряжений. Получив данные об удлинениях (или укорочениях), а также зная напряжения, рассчитывают основные модули и коэффициенты упругости.

Динамические методы основаны на возбуждении в образце различного типа волновых колебаний и измерении скорости прохождения упругих волн. В работах Л. Кнопова (Knoroff, 1952), И. С. Берзон (1957), В. Н. Кобрановой (1962), Б. П. Беликова, К. С. Александрова и Т. В. Рыжовой (1970) и других исследователей подробно рассмотрены теоретические положения, определяющие закономерности распространения различного типа упругих волн в горных породах, и выведены уравнения, связывающие скорости волн с модулями и коэффициентами упругости. В настоящее время для определения скоростей упругих волн — продольных, поперечных и поверхностных наиболее широко применяется импульсный ультразвуковой метод. На его основе создана многочисленная аппаратура самого разнообразного назначения. В геолого-геофизических, петрофизических и кристаллографических исследованиях используются главным образом установки ИПА, ИКЛ, Р5-5 и УЗИС-ЛЭТИ.

Импульсная переносная аппаратура (ИПА) и установки ИКЛ и Р5-5. Принципы их действия заключаются в следующем. Генератор возбуждающих импульсов подает на пьезоэлектрический излучатель прямоугольные импульсы высокого напряжения с частотой повторения 25 Гц. Излучатель преобразует электрические импульсы в импульсы ультразвуковых колебаний, скорость распространения которых является функ-

цией исследуемой среды. Ультразвуковые колебания, прошедшие через исследуемую среду, воспринимаются и преобразуются в электрические сигналы пьезоэлектрическим приемником и подаются на вход осциллографического индикатора, обеспечивающего визуальное наблюдение сигналов и измерение времени прохождения их через исследуемые среды.

Пьезоэлектрический излучатель и приемник представляют собой датчики поршневого типа с размерами кристаллов сегнетовой соли $1 \times 1 \times 0,6$; $1 \times 1 \times 1$; $2 \times 2 \times 2$; $4 \times 4 \times 4$ см, что отвечает резонансной частоте колебаний 240, 140, 70, 35 кГц.

На экране электронно-лучевой трубки наблюдаются одновременно и волновая картина и марки времени (основные через 2 и краткие через 10 мкс). Путь, проходимый ультразвуковыми колебаниями в образце, соответствует расстоянию между датчиками сейсмоскопа и замеряется по шкале специально сконструированного приспособления для зажима образцов.

Для создания хорошего акустического контакта датчика с образцом поверхность последнего шлифуется и смазывается вазелином, машинным маслом или другими смазочными материалами. Для получения надежных результатов, как экспериментально установлено, размеры образца (толщина, ширина, длина) должны быть в 3 раза больше длины волны (Методическое руководство..., 1962). По данным О. И. Силаевой (1962) для получения скорости, отвечающей распространению продольных упругих волн в безграничной среде, необходимо чтобы отношение поперечных размеров образца к длине волны было больше 1.

Определение скоростей распространения упругих волн на установках типа ИПА, ИКЛ и Р5-5 осуществляется двумя способами — прозвучиванием и продольным профилированием. При прозвучивании образец расположен между излучателем и приемником. Прямая продольная волна образует первое вступление упругих колебаний. Скорость волны определяется по формуле

$$V_p = \frac{l}{t - \Delta t},$$

где V_p — скорость продольной волны, м/с; l — длина образца, мм; t — время первого вступления продольной волны, с; Δt — время задержки импульса в аппаратуре, которое определяется по времени прохождения импульса при сомкнутых датчиках.

Более важен способ продольного профилирования, поскольку в этом случае мы имеем возможность одновременно измерить две скорости — продольную и поверхностную. Продольная скорость определяется по первому вступлению и первым фазам упругих колебаний при максимальном усилении импульса, а поверхностная — также по первому вступлению, но при

минимальном импульсе. При продольном профилировании положение излучателя фиксируется на образце, а приемник перемещается вдоль шлифованной поверхности по прямой линии с постоянным шагом. Определив время первого вступления импульса и время первых фаз упругих колебаний для каждой точки профиля, строим годографы фаз для продольной и поверхностной волн, по которым находим скорости распространения соответствующих волн. Определив скорости продольной и поверхностной ультразвуковых волн по их отношению, находим значения коэффициента Пуассона и скорость поперечной волны, а затем рассчитываем значения модулей Юнга, сдвига и объемного сжатия (Кпорoff, 1952; Беликов и др., 1970; Старостин, 1975).

Установка УЗИС-ЛЭТИ (ультразвуковой измеритель скорости). Применяется для измерения скорости распространения ультразвуковых продольных и поперечных волн в образцах небольшого размера. Принцип работы прибора заключается в сравнении времени распространения ультразвука. Задающий мультивибратор генерирует прямоугольные импульсы с частотой повторения около 2 кГц. Передним фронтом импульса запускается генератор коротких импульсов, возбуждающий одновременно пьезопластины в эталонной и измерительной линиях. Задним фронтом прямоугольного импульса запускается ждущий мультивибратор, формирующий отрицательный прямоугольный импульс, длительность которого определяет время развертки луча по экрану электронно-лучевой трубки. Импульсы ультразвуковых колебаний, преобразованные приемными пьезопластинами в электрические колебания, подаются на усилитель прибора и наблюдаются на экране электронно-лучевой трубки. Вращением микрометрического винта эталонной линии можно изменять расстояние между пьезопластинами и как следствие время прохождения импульса через эталонную линию. При измерении совмещают, вращая микрометрический винт, изображения импульсов на экране прибора, т. е. делают время прохождения ультразвука через эталонную и измерительную линии одинаковыми. Сначала берут отсчет без образца в измерительной линии, затем с образцом. Разница времени прохождения ультразвука в измерительной линии без образца и с образцом определяется по длине столба жидкости, в котором время прохождения ультразвука соответствует времени прохождения в образце.

Кварцевые датчики представляют собой металлические концентраторы цилиндрической формы с приклеенными кварцевыми пьезопластинами X-среза для продольных и Y-среза для поперечных колебаний и устройством для крепления датчиков к станине и присоединения коаксиального кабеля. При измерениях на поперечных колебаниях необходимо совпадение плоскостей поляризации, что достигается вращением верхнего дат-

чика до получения максимальной амплитуды сигнала от измерительной линии на экране прибора. Для получения данных с точностью не ниже 0,5% исследуемые образцы должны иметь плоскопараллельные шлифованные основания и высоты 12—20 мм. Максимальный размер образца при данной скорости распространения в нем ультразвука определяется временем распространения ультразвука в столбе эталонной жидкости высотой 25 мм. Чтобы замеряемые в образце скорости продольных волн соответствовали скоростям в безграничном массиве, поперечные размеры образца должны быть в 2,5 раза больше длины волны ультразвука в образце; для поперечных волн подобное требование необязательно. Измерение скоростей можно проводить, используя две рабочие частоты прибора — 1,67 и 5 мГц для продольных и одну 1,67 мГц — для поперечных волн.

На установке УЗИС-ЛЭТИ для повышения точности измерения нами смонтирована измерительная линия на компараторе ИЗВ-2, благодаря чему можно производить замер длины образца с точностью до 0,001 мм и, не меняя положения, исследовать скорость распространения продольных и поперечных волн.

Расчет скоростей производится по формуле

$$V = \frac{l_1 - l_0}{n_1 - n_0} V_{\text{эт}},$$

где V — скорость ультразвуковых волн, м/с; l_0, l_1 — отсчет по шкале компаратора ИЗВ-2 соответственно при сомкнутых датчиках (без образца) и с образцом, мм; n_0 и n_1 — отсчеты по шкале микрометрического винта без образца и с образцом, мм; $V_{\text{эт}}$ — скорость распространения ультразвуковых колебаний в эталонной жидкости.

Важным моментом при измерении скоростей прохождения ультразвуковых волн через образцы является обеспечение хорошего акустического контакта датчиков с шлифованной поверхностью образцов. Для продольных волн это достигается нанесением тонкого слоя вазелина, трансформаторного, машинного и другого подобного масла на соприкасающиеся поверхности, а для поперечных волн — использованием для этих целей эпоксидной смолы, раствора кедровой смолы в ацетоне, раствора канифоли в спирте, различные бальзамы и т. п.

Определение индикатрисы скоростей ультразвуковых волн. Для того чтобы произвести замеры скоростей упругих волн (поверхностных и продольных) в определенных направлениях, чаще всего используется способ профилей, при котором в поле отбираются ориентированные блоки пород. В лаборатории они нарезаются таким образом, чтобы в итоге получить три взаимно перпендикулярные плоскости. На этих плоскостях намечаются линии ультразвукового профилирования. Значительно реже применяется метод просвечивания на образцах, специально

изготовленных в форме кубов, ромбододекаэдров и других форм. Оба эти приема достаточно сложны и трудоемки, кроме того, они не позволяют точно определить подлинную ориентировку анизотропии исследуемых пород, поскольку необходимо заранее определять кристаллофизические направления и после испытаний на первых образцах уточнять и корректировать плоскости распила на следующих.

В связи с отмеченными сложностями в изучении дирекционных скоростей ультразвуковых волн в образцах горных пород и руд, что, естественно, затрудняло внедрение этого метода в практику геолого-структурных исследований рудных месторождений, нами разработан третий способ, позволяющий определять индикатрису скоростей продольных ультразвуковых волн на двух ориентированных в пространстве взаимно перпендикулярных плоскопараллельных пластинках. Для этого сконструированы теодолитные приставки к ультразвуковым приборам ИПА, ИКЛ, Р5-5, позволяющие замерять скорости продольных ультразвуковых волн на пластинках толщиной от 0,5 до 5—6 см и диаметром от 4—5 до 10—15 см (рис. 11).

Теодолитная приставка представляет собой жесткую устойчивую раму, на которой смонтированы горизонтальный (7) и вертикальный (6) компараторы. На платформе горизонтального компаратора укреплен предметный столик (8), в центре которого имеется отверстие. С нижней стороны платформы под отверстием закреплен патрон с пьезоэлектрическим датчиком (5). Второй датчик (4) закреплен с помощью специального поршневого устройства на измерительном стержне вертикального компаратора. Вращающаяся рабочая часть столика (8) снабжена по окружности 360 делениями с ценой деления один гра-

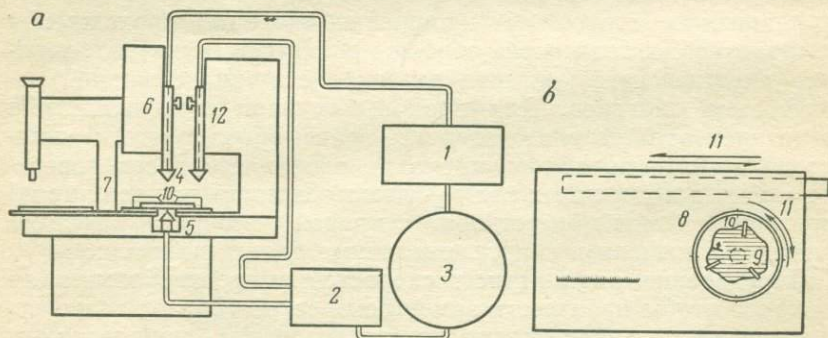


Рис. 11. Схема установки для определения скоростей продольных ультразвуковых волн в различных направлениях на ориентированных пластинках:

а — общая схема, *б* — столик горизонтального компаратора.
 1—3 — ультразвуковой прибор типа ИКЛ-6, Р5-5, ИПА (1 — генератор, 2 — приемник, 3 — экран), 4 — кристалл-излучатель, 5 — кристалл-приемник, 6 — вертикальный компаратор, 7 — горизонтальный компаратор, 8 — градуированный столик микроскопа, 9 — исследуемая пластинка, 10 — зажимы, 11 — направление движения столиков, 12 — дополнительный вертикальный компаратор

дус. Кроме того, столик снабжен отверстиями для нормальных пружинных зажимов (10). На платформе неподвижно закреплен также дополнительный вертикальный компаратор (12), аналогичный отмеченному выше. Он используется при измерении скоростей методом профилирования.

В ультразвуковых датчиках для преобразования колебаний (электрических в ультразвуковые и наоборот) используется пьезоэффект керамики титаната бария с частотами 1,8; 2,5 и 5 МГц. Применяемый в комплексе ультразвуковой прибор должен быть приспособлен для работы в высокочастотном режиме. Чтобы получить точечный источник излучения и приема ультразвуковых колебаний, были изготовлены серии наконечников, форма и размеры которых подбирались в соответствии с расчетами Л. Бергман (1956) и Л. П. Вержбицкого (1964). Для их изготовления использовались латунь и дюралюминий. Диаметр начального сечения наконечника 1—2,5 см (в зависимости от применяемых датчиков), длины варьировали в пределах 0,3—5 см, а диаметры излучающих концов — 0,1—0,5 см.

При эксперименте плоскопараллельная пластинка исследуемой породы или руды с отчетливо нанесенными на ней элементами залегания (азимут падения и угол) помещается на предметный столик, ориентируется и закрепляется зажимными клеммами или пластилином. Расположенный в винчивающемся патроне под платформой датчик с наконечником приводится в соприкосновение с нижней плоскостью пластинки. Верхний датчик, также с наконечником, при помощи маховичка плавно опускается на поверхность пластинки. Оба датчика отцентрированы и в нулевом положении строго вертикальны. Поскольку платформа насажена на горизонтальный вал и может свободно перемещаться только в одном направлении, а закрепленный на ней предметный столик с исследуемой пластинкой способен вращаться по кругу, то мы получаем возможность помещать верхний датчик в любую точку на поверхности пластинки. Для обеспечения акустического контакта используется машинное масло или вазелин.

Когда прибор включен, генератор возбуждающих импульсов подает на пьезоэлектрический излучатель прямоугольные импульсы высокого напряжения, которые преобразуются здесь в импульсы ультразвуковых колебаний. Последние излучаются точечным источником в форме сферических волн. Колебания, достигшие пьезоэлектрического приемника, преобразуются в электрические сигналы и подаются на вход осциллографического индикатора, который обеспечивает визуальное наблюдение исследуемых сигналов и измерение времени прохождения их через пластинку породы или руды. Перемещая систематически верхний датчик по поверхности пластинки (нижний в это время неподвижен), получаем возможность производить ориентированные замеры скоростей продольных ультразвуковых волн.

В массивных, плотных высокоупругих средах, какими являются большинство горных пород и руды, при работе на пластинках толщиной около 1 см первое вступление продольной волны мы можем отчетливо установить только при условии, если угол между линией нулевого положения датчиков (строго вертикальное и оба на одной оси) и максимально удаленного положения верхнего датчика составляет 60—70°.

Таким образом, все возможные направления, в которых можно измерить скорости упругих волн способом просвечивания, образуют шаровой сектор с длиной дуги большого круга до 120—140°. Неизмеренными остаются направления, образующие шаровой слой в 20—30°, для исследования которого применяется метод радиального профилирования с помощью ультразвукового датчика второго вертикального компаратора (см. рис. 11). В результате подобного применения двух приемов получаем данные о значениях скоростей продольных ультразвуковых волн во всех направлениях. Более точных результатов можно достичь, используя не одну пластинку, а две, ориентированные взаимно перпендикулярно.

Затем абсолютные значения скоростей волн наносятся на равноплощадную проекцию. Мы для этих целей применили сетку В. Шмидта, наиболее широко распространенную в структурной геологии (при изучении трещиноватости, деформационных элементов, тектонических осей напряжений и т. п.). Плотность измерений на пластинках зависит, естественно, от детальности исследований и однородности изучаемых объектов. В результате обработки 184 диаграмм была выбрана сетка 15×15°, позволяющая равномерно и достаточно полно охарактеризовать значения скоростей упругих волн в различных направлениях. Время прохождения продольной волны через пластинку бралось как среднее из трех замеров. В каждой точке (пункте измерения) скорость рассчитывалась по формуле

$$V_p = \frac{\sqrt{h^2 + a^2}}{t_i - \Delta t},$$

где V_p — скорость продольной ультразвуковой волны, км/с; h — толщина пластинки в точке замера, мм; a — горизонтальное заложение — расстояние от центра пластинки до точки замера, мм; t_i — среднее из трех замеров времени первого вступления продольной ультразвуковой волны, мкс; Δt — время задержки импульса в аппаратуре, которое определяется по времени прохождения импульса при сомкнутых датчиках, мкс.

После нанесения на проекцию В. Шмидта скоростей продольных волн и проведения изолиний равных значений диаграмма построена. На этом первая стадия экспериментального изучения упругой анизотропии заканчивается. Следующая стадия заключается в измерении поперечных и поверхностных

ультразвуковых волн, а также в расчете модулей и коэффициентов упругости.

Для осуществления всех этих операций прежде всего на диаграммах скоростей продольных ультразвуковых волн необходимо определить пространственную ориентировку, степень упругой анизотропии и главное тип симметрии упругой среды. В соответствии с выявленной симметрией устанавливается положение петрофизических осей. При этом в случае гексагональной сингонии главная ось симметрии среды избирается за одно из основных направлений измерения — $[001]$, а два других взаимно ортогональных направления $[100]$ и $[010]$ располагаются перпендикулярно к нему. В ромбической сингонии за петрофизические оси принимаются три оси второго порядка.

Затем либо на этих же пластинках, либо на дополнительных образцах изготавливаются плоскости, перпендикулярные к направлениям для ромбической симметрии $[100]$, $[010]$, $[001]$, $[011]$, $[110]$, $[101]$ и для гексагональной симметрии — $[001]$, $[100]$, либо $[010]$ и $[011]$, либо $[101]$. В данных направлениях проводятся измерения ультразвуковых волн на приборе типа УЗИС-ЛЭТИ и по полученным данным, используя известные уравнения теории распространения упругих волн в анизотропных средах, рассчитываются модули и коэффициенты упругости (Беликов и др., 1970).

Определение пространственной ориентировки систем микротрещин и пор. Упругая анизотропия горных пород и руд часто обусловлена сочетанием двух основных элементов внутренней структуры: 1) упорядоченным расположением отдельных кристаллов и зерен минералов и 2) ориентировкой микротрещиноватости и пор. Особенно отчетливо и контрастно анизотропия упругих свойств, обусловленная пористостью, проявляется при изучении ориентированных образцов пород в абсолютно сухом состоянии. В этом случае скорость ультразвуковой волны при пересечении микротрещин и пор уменьшается и тем заметнее, чем большее количество трещин и под большим углом встретится на ее пути. При последующем насыщении образцов жидкостями и повторном ультразвуковом просвечивании выявленная ранее анизотропия скоростей сильно уменьшается и иногда даже исчезает, поскольку поры и микротрещины, заполненные растворами, значительно слабее влияют на абсолютные величины скоростей упругих волн. Нами это свойство трещиноватых и вообще пористых пород было использовано для выявления пространственной ориентировки систем микротрещин и пор.

Исследование проводилось на ориентированных плоскопараллельных пластинках в два этапа: сначала в максимально насыщенном жидкостями состоянии, а затем после 8—10-часового высушивания при температуре 105°C в сушильном шкафу. Для обоих этапов строились диаграммы скоростей продольных ультразвуковых волн. На петрофизической диаграмме насыщенного

образца хорошо выявляются элементы структуры, обусловленные ориентировкой кристаллов и зерен минералов. И поскольку трещиноватость и пористость всегда понижают скорости продольных волн, то на диаграмме насыщенного образца абсолютные значения скоростей выше, чем на диаграмме сухого. Вычитая из первой диаграммы вторую, мы получаем новую диаграмму, на которой отражена анизотропия упругих волн, обусловленная исключительно ориентировкой микротрещиноватости. На этой диаграмме максимумы приращений скоростей коррелируются с положением перпендикуляров к плоскостям систем микротрещин. Условно можно отметить три часто встречающихся варианта: 1) ориентировка пор и трещин беспорядочная, хаотическая, 2) имеются закономерно ориентированные системы плоскостей, 3) наблюдаются линейные системы пор.

Для первого варианта на диаграмме приращений скоростей отсутствуют элементы ориентированной структуры. Во втором случае при наличии в образце систем субпараллельных микротрещин наблюдается типичный узор плоскостной структуры. Как правило, подобные узоры наиболее характерны для деформированных пород и имеют тектоническую природу. Линейные ориентировки более типичны для магматических образований и характеризуют сингенетичные поровые системы. На диаграммах приращений скоростей они выражены поясовыми узорами. Пояса формируются максимальными приращениями скоростей продольных волн, ориентированными по перпендикулярам к осям линейных поровых каналов.

В качестве примера проанализируем характер анизотропии продольных ультразвуковых волн миндалекаменных андезитобазальтовых порфиритов, слагающих одну из субвулканических даек на Риддер-Сокольном полиметаллическом месторождении (рис. 12). Дайка простирается в северо-западном направлении и имеет близвертикальное падение. На нее наложено полиметаллическое гидротермально-метасоматическое оруденение. Породы дайки карбонатизированы и серицитизированы.

На диаграмме скоростей продольных ультразвуковых волн для абсолютно сухого образца хорошо фиксируются максимум A (скорость больше 5,1 км/с) и минимум M (скорость продольной волны меньше 4,3 км/с). После насыщения образца жидкостью (см. рис. 12, б) отмеченный минимум исчезает, без изменения остается максимум A . На диаграмме контрастно проявлена плоскостная ориентировка с четкой позицией максимума, соответствующего перпендикулярам к плоскостям микропустот. Таким образом, анизотропия упругих волн исследованной породы обусловлена двумя факторами — прототектонической ориентировкой микролитов плагноклаза и более поздней микротрещиноватостью.

Прототектоническая ориентировка выявляется на диаграмме насыщенного образца в виде отчетливой линейной структуры,

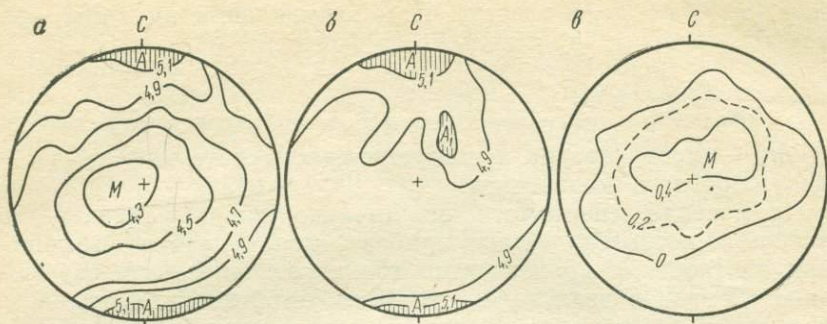


Рис. 12. Диаграммы скоростей продольных ультразвуковых волн для образца миндалекаменного порфирита. Риддер-Сокольное месторождение, Рудный Алтай.

a — в абсолютно сухом состоянии, *b* — в насыщенном жидкостью состоянии. Изолинии: 4,3—4,5—4,7—4,9—5,1 км/с, *v* — разностная диаграмма. Изолинии: 0—0,2—0,4 км/с. *A*, *A*₁ — максимумы и *M* — минимум скоростей продольных волн

фиксируемой по изолинии 4,9 км/с. Изучением породы под микроскопом установлено, что гидротермально-метасоматические процессы (карбонатизация, серицитизация, окварцевание), предшествовавшие полиметаллическому рудоотложению и сопровождавшие его, унаследовали первичную структуру андезито-базальтового порфирита. Это выразилось в усложнении первичной структуры и появлении дополнительного максимума *A*.

Резко несогласно с прототектонической ориентировкой на полученной диаграмме (см. рис. 12, *v*) выявляется пространственное положение анизотропии продольных волн, обусловленное пористостью. Отчетливый узор, характерный для закономерной плоскостной ориентировки пустот в породе, соответствует положению системы микротрещин. Порода обладает несколько повышенными величинами эффективной пористости (2,18%) по сравнению с подобными по составу и генезису, но менее измененными и менее деформированными дайками, в которых эффективная пористость 0,6%.

Таким образом, последовательное изучение ориентированных образцов в насыщенном и сухом состояниях позволяет разложить наблюдаемую в породах анизотропию упругих свойств на две компоненты: связанную с ориентировкой минералов и обусловленную пористостью.

Плотность

Плотностью горных пород и руд называется отношение массы вещества (твердой, жидкой и газообразной фаз) к занимаемому объему. Определяется она либо взвешиванием на

весах, либо на денситометре. При взвешивании на весах для расчета плотности (ρ) используется формула

$$\rho = \frac{m_{\text{в}}}{m_{\text{в}} - m_{\text{ж}}} \text{ г/см}^3,$$

где $m_{\text{в}}$ — масса образца в воздушно-сухом состоянии, г; $m_{\text{ж}}$ — масса образца в жидкости, г.

Применение денситометра значительно ускоряет определение плотности, поскольку шкала прибора отградуирована в значениях плотности и производится только относительное взвешивание образца в воздухе и воде. Для устойчивой работы прибора его целесообразно установить на стенном кронштейне и снабдить подъемным столиком. Ошибка определения на денситометре составляет 0,01—0,02 г/см³ для образцов массой более 100 г и плотностью 1,2—4,2 г/см³. Целесообразно измерения производить на образцах массой 80—300 г изометричной формы. Специальная шлифовка и огранка не требуются.

Минеральная плотность (ранее называлась удельным весом) представляет собой отношение массы твердой фазы породы или руды к ее объему и определяется чаще всего пикнометрическим методом. Для этого воздушно-сухая проба измельчается в агатовой или яшмовой ступке и просеивается через сито с отверстием 0,25 мм². Средняя проба около 15 г (на пикнометр 100 см³), полученная квартованием, переносится в сухой пикнометр через воронку с длинным тубусом. Затем сушится при температуре 105—110°C, заливается прокипяченной дистиллированной водой на $\frac{1}{3}$ объема и кипятится в песчаной бане 45—60 мин. Кипячение можно заменить вакуумированием при остаточном разрежении 3—4·10⁻² мм рт. ст. В следующий этап доливается прокипяченная вода до метки пикнометра и сосуд охлаждается до 20°C. Последняя операция — взвешивание. Если в породе есть растворимые соединения, то следует в качестве жидкости применять керосин, бензин или другие аполярные жидкости.

Вычисление минеральной плотности производится по формуле

$$\rho_{\text{м}} = \frac{(m_2 - m_1) \rho_{\text{ж}} (\rho_t - \lambda)}{(m_0 + m_2) - (m_1 + m_3)} + \lambda,$$

где $\rho_t - \lambda$ — поправка на разницу температур и на взвешивание в воздухе (ρ_t — плотность воды для заданной температуры, λ — масса 1 см³ воздуха); $\rho_{\text{ж}}$ — плотность жидкости, г/см³; m_0 — масса пикнометра, наполненного жидкостью, г; m_1 — то же, с произвольным количеством жидкости; m_2 — с произвольным количеством жидкости и породы; m_3 — наполненного жидкостью с породой. Ошибка определения $\pm 0,02$ г/см³.

Плотностью твердой фазы называется отношение массы абсолютно сухой породы или руды к ее объему. Наибо-

лее употребительными методами для определения являются метод обмера и гидростатического взвешивания. Метод обмера применим для случаев, когда исследуемые образцы имеют правильные геометрические формы (кубы, параллелепипеды, цилиндры), что позволяет с большой точностью определять объем. Масса сухого образца получается путем взвешивания образца после высушивания в сушильном шкафу в течение 8 ч при температуре 105°C. Образцы массой до 100 г взвешиваются на аналитических весах, а больше 100 г — на технических. Точность определения 0,02 г/см³. Для одной пробы необходимо не менее трех определений. Чаще всего, однако приходится применять метод гидростатического взвешивания. Для этого образцы любой формы шлифуют, чтобы удалить мелкие неровности на поверхности, высушивают в течение 8 ч и взвешивают на технических или аналитических весах. Затем насыщаются водой или аполярной жидкостью и взвешиваются дважды: влажными в воздухе и гидростатическим методом в сосуде с той же жидкостью. Плотность твердой фазы определяется по формуле

$$\rho_t = \frac{m_{\text{сух}}}{m_{\text{н}} - (m_{\text{ж}} - m_{\text{пр}})} (\rho_t - \lambda),$$

где $m_{\text{сух}}$ — масса сухого образца, г; $m_{\text{н}}$ — масса максимально насыщенного образца, г; $m_{\text{ж}}$ — масса образца в жидкости, г; $m_{\text{пр}}$ — масса проволоочки, применяемой при гидростатическом взвешивании; $(\rho_t - \lambda)$ — поправка на разницу температур и на взвешивание в воздухе. Для интервала температур 18—22°C, обычных в лабораториях, $\rho_t - \lambda = 0,997$.

Пористость и динамика насыщения

Пористость. Пористостью называется совокупность пространств между твердой фазой абсолютно сухой породы. Различают общую (абсолютную), открытую, эффективную и дифференцированную пористость. Общая пористость представляет собой сумму всех открытых и закрытых пор, открытая — характеризует только сообщающиеся поры, а эффективная составляет часть открытой пористости, по которой при заданных условиях происходит циркуляция жидкостей или газов. Дифференцированная пористость дает возможность судить о количестве в породе пор различного размера. В сечении поры имеют форму неправильных многоугольников, щелей, эллипсов и сложных, комбинированных из отмеченных элементов (рис. 13). Морфология их также разнообразна. Можно выделить системы нитевидных трубчатых каналов (см. рис. 13, з), плоские щели (δ , e), шары, многогранники, призмы (θ) и комбинированные фигуры. По размерам пор различают ультрапористость (2×10^{-4} мм), микропористость ($n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$ мм) и макропористость (0,01 мм). Рассмотрим кратко некоторые наиболее

распространенные и важные методы определения параметров, характеризующих структуру порового пространства.

Прежде всего изучают эффективную пористость. Для ее определения чаще всего используется метод свободного водонасыщения на специально подготовливаемых образцах. Из каждой пробы алмазной пилой вырезают либо три параллелепипеда размером $1 \times 2 \times 3$ см, либо две пластины толщиной 1 см и площадью 20—25 см², грани образцов шлифуют. Затем образцы помещают в сушильный шкаф на 20—24 ч, где поддерживается постоянная температура 105°C. После высушивания пробы взвешивают на аналитических весах с точностью до 0,01 г и помещают в специальную ванночку с водой, погруженные сначала на $\frac{1}{3}$ в жидкость, а через 2 ч их заливают пол-

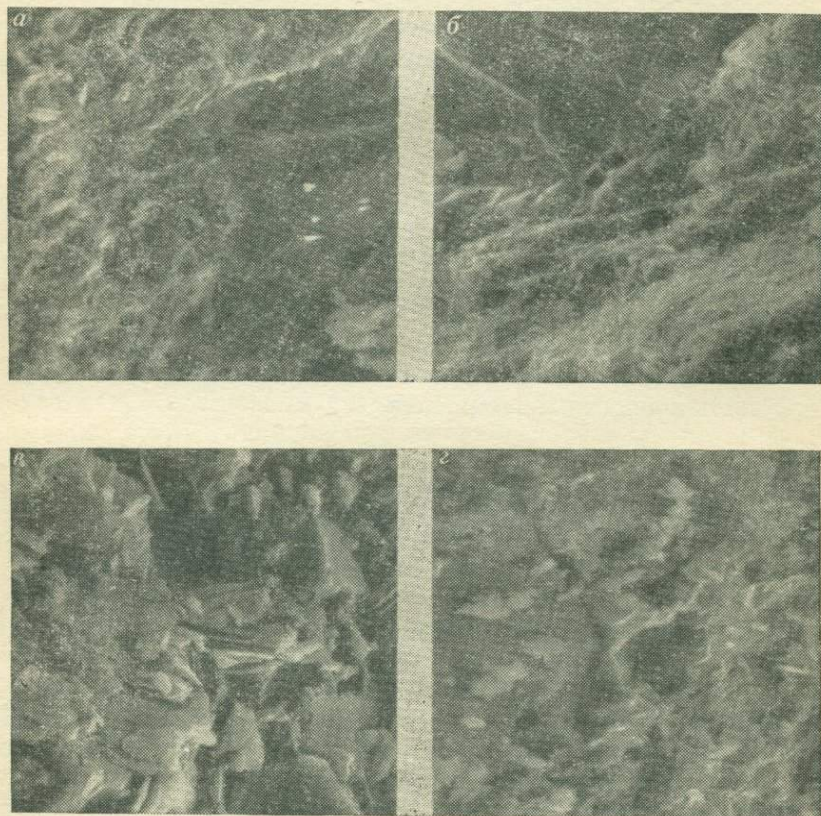


Рис. 13. Характер поверхности вулканогенно-осадочных пород. Фото с экрана

Липаритовые порфиры: *а* — обр. 6509, ув. 3000; *б* — обр. 139/705, ув. 3000; *в* — обр. 130/94, ув. 1000. Диабазы: *ж* — обр. 2/15 (со сканограммой), ув. 1000; *з* — обр. 80/483, ув. 3000.

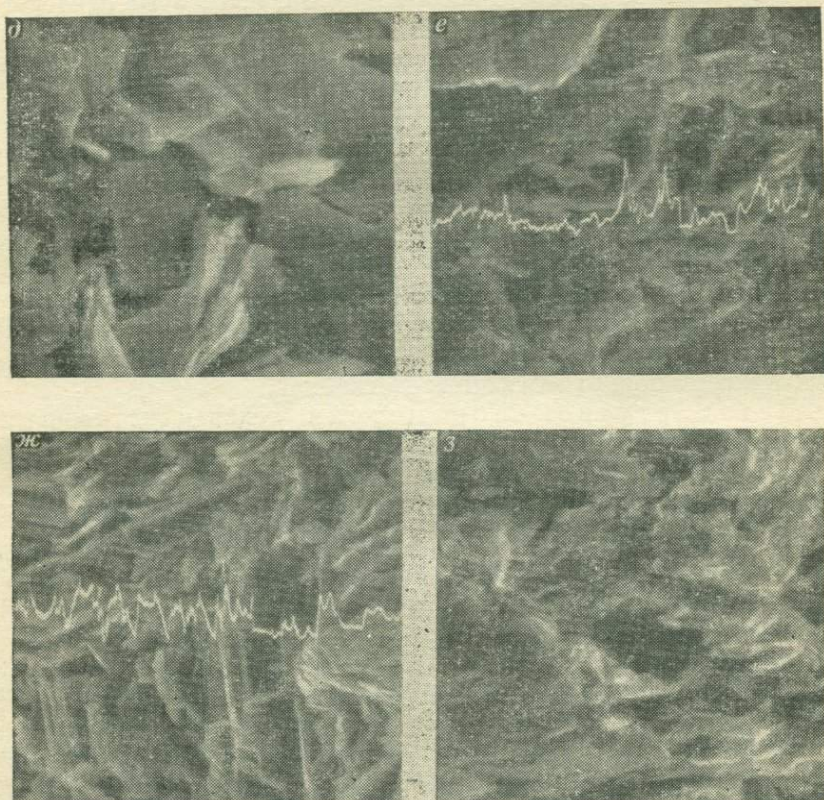
Образцы взяты с рудных полей: *а, б, з* — Блявинского, *г, д, е* — Тишинского, *ж* — Стар-

ностью. Через строго фиксированные промежутки времени (от 20—30 с до нескольких суток) образцы взвешивают и для каждого периода рассчитывается весовое насыщение (m_i) по формуле

$$m_i = \frac{m_{ni} - m_{\text{сух}}}{m_{\text{сух}}} 100\%.$$

После того как образцы в основном уже насыщены (заполнено 70—80% открытых пор), а это наступает для большинства пород обычно после 5 сут, пробы взвешиваются дважды: в воздухе и гидростатически в жидкости. Эффективная пористость рассчитывается по формуле

$$P_{\text{э}} = \frac{m_{\text{н}} - m_{\text{сух}}}{m_{\text{н}} - (m_{\text{ж}} - m_{\text{пр}})} 100\%.$$



растрового электронного микроскопа.

ув. 3000; б — обр. С-550, ув. 3000; в — обр. Т-210/3, ув. 1000; г — обр. 785 (со сканограммой).
ковского, в — Стрежанского

Следует иметь в виду, что при определении эффективной пористости этим методом важно взвешивание в воздушной среде проводить максимально быстро, ибо с поверхности образцов происходит интенсивное испарение, особенно значительное в первые минуты (Roubault e. a., 1961).

Внутреннее строение порового пространства горных пород и руд исключительно сложно. Помимо отмеченного разнообразия в формах пор наблюдаются очень сложные и часто неоднородные текстурные узоры капиллярных систем, не поддающиеся точному определению и характеристике. В связи с этим при существующих методиках изучения структуры порового пространства широко применяют усредненные параметры, а в качестве расчетных моделей используются системы идеализированных прямолинейных трубчатых капилляров. Поскольку реальные объекты далеки от теоретических моделей, вводится понятие о среднем эффективном радиусе пор, который представляет собой статистическую совокупность пор и капилляров варьирующих размеров, обладающих способностью пропускать жидкости или газы, либо ими насыщаться подобно трубчатым каналам определенного радиуса. Другая важная величина, используемая для характеристики структуры пористости,— извилистость поровых каналов, определяемая как отношение длин отрезков между концами капилляров по прямой линии с учетом всех изгибов капилляров. Наиболее распространенными методами изучения порового пространства в настоящее время являются: 1) ртутная порометрия, 2) водно-воздушная порометрия (метод Загара), 3) десорбция и адсорбция, 4) непосредственное изучение поверхности образцов с помощью электронных микроскопов, 5) морфометрический.

Метод ртутной порометрии основан на свойстве ртути как несмачивающей жидкости под давлением проникать в мельчайшие поры пород. При этом устанавливается аналитическая зависимость между приложенным давлением (p) и радиусом поровых каналов (r), заполняющихся ртутью:

$$p = \frac{2\sigma_p \cos \theta}{r},$$

где σ_p — поверхностное натяжение ртути; θ — угол смачивания ртути.

Из этого выражения видно, что диапазон измеряемых радиусов пор полностью определяется пределами давлений, которые мы можем осуществить на той или иной установке. Как правило, в обычных порометрах давление регулируется в пределах 1—1000 кгс/см², что соответствует диапазону измерения эффективных радиусов пор 7,5 мкм — 75 Å.

Исследуемые образцы приготавливаются в форме кубиков с длиной ребра 1 см, высушиваются при температуре 105°C в течение 24 ч и затем помещаются в дилатометр, представляющий собой колбу с отградуированной верхней частью. Дилатометр с образцами заполняется ртутью и с помощью приспособления, включающего форвакуумный насос, создающий разрежение меньше $2 \cdot 10^{-2}$ мм рт. ст., пробы дегазируются и насыщаются ртутью. Ртуть заполняет все поры с эффективными радиусами больше 7,6 мкм. Затем дилатометр помещается в специальный автоклав, внутри которого с помощью иглы, находящейся в контакте с ртутью, образуется замкнутая электрическая цепь. В течение эксперимента специальное механическое устройство, состоящее из цилиндров, поршней и мультипликаторов, осуществляет давление на ртуть. При этом понижение уровня ртутного столба в градуированной трубке приводит к разрыву контакта иглы с ртутью, что влечет за собой автоматическое включение мотора, приводящего к соответствующему опусканию иглы и восстановлению прерванного контакта. Одновременно на круговых диаграммах регистрируется уровень ртути и давление. Полученные результаты обычно изображают в форме кумулятивных кривых «объем пор — эффективный радиус пор» или «свободная поверхность пор — эффективный радиус пор» (Etienne, Le Fournier, 1967; Peter e. a., 1970; Caye e. a., 1970), а также в виде гистограмм «объем пор — эффективный радиус пор». Этот метод мало применим при руднопетрофизических исследованиях, что связано со сложностью и трудоемкостью экспериментальных работ, с необходимостью работать в специально оборудованных лабораториях и со слабой воспроизводимостью результатов измерений. Кроме того, высокие давления, осуществляемые в приборе, нарушают структуру порового пространства, особенно малопрочных пород, и приводят к ошибочным определениям. Из наиболее интересных работ, использующих данную методику для выявления микротрещиноватости в связи с геохимическими и геолого-структурными исследованиями, можно упомянуть работу Ж. Гони, Ж. П. Раго и А. Сима, изучавших граниты де ля Марш (Франция) (Goni e. a., 1968).

Метод водно-воздушной порометрии разработан Л. Загаром (Zagar, 1959). Он заключается в оценке радиусов поровых каналов с помощью замеров количества воды, извлекаемой из полностью насыщенных образцов при продувании их воздухом. В основе метода лежат следующие представления: 1) общая (или абсолютная) пористость состоит из эффективной и закрытой частей, 2) эффективная пористость, в целом доступная для растворов, разделяется на проницаемую (P_L) и непроницаемую (P_N), 3) проницаемая эффективная пористость представляет собой совокупность порокапилляров,

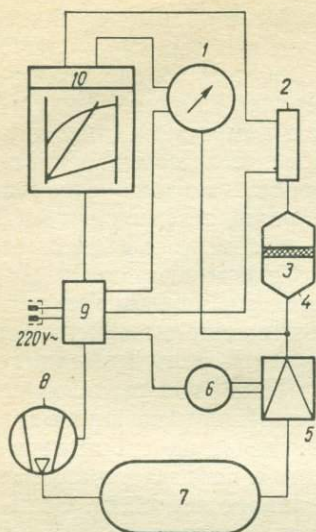


Рис. 14. Блок-схема порометра 425.

1 — манометр, 2 — измеритель проницаемости, 3 — проба, 4 — прободержатель, 5 — регулятор давления, 6 — мотор, 7 — резервуар сжатого воздуха, 8 — компрессор, 9 — распределитель, 10 — самописец

обуславливающих течение жидкости и газов в заданном направлении. Эта величина дирекционная. Согласно закону Дарси полная проницаемость (D_s) определяется из следующего соотношения:

$$D_s = \frac{\eta l Q}{S \Delta p},$$

где η — вязкость протекающей среды, пуаз; S — поперечное сечение образца, см^2 ; Q — количество протекающего воздуха или жидкости, $\text{см}^3/\text{с}$; Δp — различие в давлениях; l — длина капиллярной системы (обычно равна толщине пробы), см .

Измеряется проницаемость в единицах дарси или миллидарси. За единицу дарси принимается проницаемость, при которой через поперечное сечение в 1 см^2 и перепаде давления в $1 \text{ кгс}/\text{см}^2$ на 1 см длины за 1 с проходит 1 см^3 жидкости с вязкостью в 1 сП . Для того чтобы вытеснить воду из капилляров с помощью воздуха, необходимо создать определенное давление. По-

скольку поровое пространство горных пород состоит из капилляров разного размера, то при возрастании давления вода прежде всего вытеснится из наиболее крупных. Это приведет к увеличению воздушной проницаемости, которая достигнет полной величины, когда вся капиллярная система будет освобождена от жидкости. На подобном принципе построен порометр 425 западногерманской фирмы «Netzsch» (рис. 14). Изучение проб осуществляется в несколько последовательных приемов. Сначала исследуемые образцы высушиваются и на них определяется полная газовая проницаемость, представляющая собой линейную функцию скорости протекания газа от давления (рис. 15, а). Затем они насыщаются жидкостью и с помощью все возрастающего давления капиллярная система освобождается от воды. Как видно на рис. 15, а, зависимость давления от тока воздуха более сложная. Так, воздух начинает просачиваться только тогда, когда достигнуто определенное минимальное (p_{\min}) давление. При этом от жидкости освобождаются наиболее грубые, крупные поры. После того как давление достигнет величины p_{\max} , зависимость давления от тока воздуха приобретает линейный характер. Это значит, что вся капиллярная система свободна от жидкости и, следовательно, в точке T_s , которой соответствует давление p_{\max} , достигается

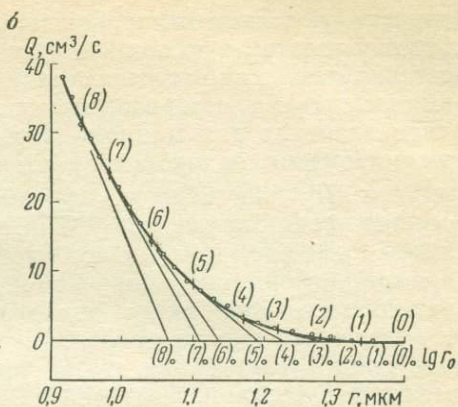
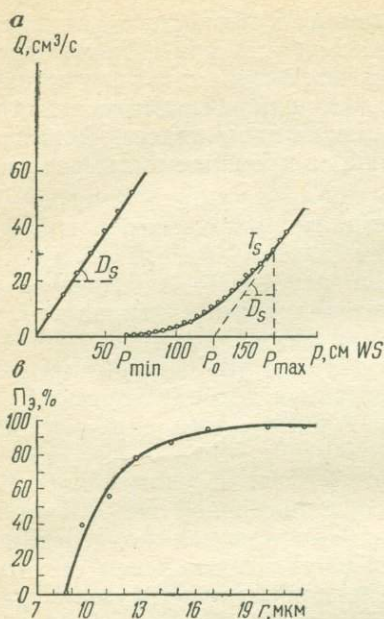


Рис. 15. Результаты измерения проницаемости и пористости.

a — давление (*p*) — проницаемость (*Q*), *б* — радиус пор (*r*) — проницаемость (*Q*), *в* — радиус пор (*r*) — эффективная проницаемая пористость (Π_3)

условие полной воздушной проницаемости; его можно записать в виде

$$D_s = \frac{Q}{\Delta p} K,$$

где K — константа, рассчитываемая для каждой установки отдельно.

Далее используется уравнение, вытекающее из законов Гагена-Пуазейля и Дарси:

$$D_s = \frac{\Pi'_3 r'_3}{8},$$

где Π'_3 — часть эффективной пористости, определяющая воздушную проницаемость; r'_3 — радиусы пор, через которые проходит воздушный поток. Естественно, что, используя данные уравнения, можно рассчитать проницаемую эффективную пористость для всех классов капилляров, определенных в заданном интервале давления. Практически заранее рассчитывают для различных значений давлений, взятых с равным интервалом, соответствующий им радиус пор. Затем по экспериментальным данным о количествах протекающего воздуха в кубических сантиметрах в 1 с, откладываемых на оси ординат, и логарифмах радиусов пор, рассчитанных ранее и отложенных по оси абсцисс, строится кривая (см. рис. 15, б). Ее делят на равные

отрезки (условные капиллярные классы) и проводят к каждому отрезку касательную до пересечения с осью абсцисс. Точки пересечения дают нам значения средних эффективных радиусов для выделенных капиллярных классов. По нижней абсциссе получаем значения для минимальных r в каждом классе. В итоге, зная давления, радиусы пор, воздушную проницаемость, рассчитываем P_0' для каждого класса пор. Результаты измерений обычно представляют в форме интегральных кривых порокапилляров (см. рис. 15, в). Достоинствами этого метода являются обилие информации, получаемой в результате эксперимента, возможность производить измерения в заданных направлениях и применение низких давлений (до 3 кгс/см²), при которых не нарушается внутренняя структура образца (не деформируются межкапиллярные перегородки). Описанная методика применима для изучения капиллярных систем горных пород с радиусами пор в интервале 5—300 мкм.

Метод десорбции и адсорбции. В ультрамикрорах протекает интенсивный процесс капиллярной конденсации, которым заканчивается адсорбция. Капиллярная конденсация происходит в порах не под действием сил притяжения со стороны поверхности пор, а вследствие понижения упругости насыщенного пара в узких капиллярах (закон Бернулли) и под действием капиллярных сил, возникающих из-за большой кривизны мениска жидкости (вогнутости). Соотношения между капиллярностью, относительной упругостью пара над мениском, поверхностным натяжением и радиусом кривизны мениска наиболее полно отражены в формуле Томсона (Методы исследования..., 1964)

$$\ln \frac{P}{P_0} = - \frac{2M\sigma m}{rRrT},$$

где P — упругость — давление пара над вогнутым мениском; P_0 — упругость — давление насыщенного пара жидкости (над поверхностью в сосуде для той же температуры); σm — поверхностное натяжение для воды; R — газовая постоянная; T — абсолютная температура ($273^\circ + t^\circ\text{C}$ опыта); r — радиус кривизны мениска в капилляре, мкм; M — молекулярная масса; ρ — плотность жидкости. После несложных преобразований данное уравнение приводится к виду

$$r = \frac{K}{\ln \frac{P_0}{P}},$$

где K — единый коэффициент, заменяющий все постоянные для данной температуры величины. Отсюда следует, что по величине относительной упругости пара $\left(\frac{P_0}{P}\right)$ можно вычислить любой радиус капилляра.

С возрастанием температуры в случае одинакового равновесного давления пара максимальный радиус пор, заполненных жидкостью при молекулярной конденсации, уменьшается. Построив изотермы адсорбции или десорбции, мы можем определить эффективные радиусы пор.

Изложенные представления о десорбции и адсорбции в узких капиллярах лежат в основе методики, разработанной Б. В. Залесским и Е. А. Саниной для определения объема пор с радиусом менее $2 \cdot 10^{-4}$ мм (Методы исследования..., 1964).

Динамика насыщения. При определении эффективной пористости и плотности горных пород методом свободного насыщения жидкостями кроме отмеченных параметров мы получаем данные, характеризующие динамику исследуемых образцов. Обычно эти данные в форме бинарных графиков «время — объемное насыщение» используют для суждения о фильтрационных свойствах горных пород. Выделяют породы, насыщающиеся в значительной мере в первые сутки как более благоприятные для метасоматического замещения при гидротермальном рудообразовании и насыщающиеся через 5, 10 суток и более как неблагоприятные (Розанов, 1961; Старостин, 1965, 1968₂). Отсутствие обобщенных числовых параметров, характеризующих процесс насыщения, не позволяет осуществлять более разностороннюю петрофизическую интерпретацию кривых насыщения. В связи с этим при изучении проб вулканогенно-осадочных и интрузивных пород с колчеданных рудных полей Южного Урала и полиметаллических месторождений Рудного Алтая нами применены некоторые дополнительные числовые параметры, позволяющие более полно охарактеризовать фильтрационные свойства горных пород и структуру порового пространства, важные для понимания условий рудообразования (Старостин, Демин, 1970; Сандомирский, Шатагин, 1974).

Характер кривых водонасыщения, приводимых многими авторами для разнообразных литологических разновидностей пород, показывает, что процесс насыщения подчиняется экспоненциальному закону. Построение графиков насыщения пор горных пород жидкостями в зависимости от времени в полулогарифмическом масштабе подтверждает это предположение. Кривые эмпирической зависимости водонасыщения от времени согласуются с экспоненциальным законом для подавляющего числа вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Проведенными нами экспериментальными исследованиями установлено, что поровое пространство почти всех пород в начальные моменты времени (15 с, 6 мин, 15 мин, 20 мин), чрезвычайно малое относительно всего периода насыщения (40—50 сут), заполняется жидкостью на 30—70%. Вследствие этого уместно говорить о некотором условно-мгновенном объемном насыщении породы. Величина условно-мгновенного объемного насыщения породы выражается в процентах. Тогда применительно к условиям

нашей задачи зависимость водонасыщения от времени может быть выражена формулой

$$m_i = m_\infty - m_0 e^{-B_i(t_i - t_k)},$$

где m_i — объемное насыщение образца в момент времени t_i ; t_k — время окончания условно-мгновенного насыщения; B_i — параметр, характеризующий интенсивность заполнения пор, (размерность времени); m_0 — предельное насыщение образца в режиме экспоненциальной зависимости; $m_\infty = m_0 + A$ — полное насыщение породы (A — условно-мгновенное насыщение).

Параметр B не зависит от величины эффективной пористости и длительности опыта. Интенсивность является показателем, характеризующим физическое свойство породы, и поэтому может быть использована для сравнения с другими петрофизическими характеристиками. Величину B можно назвать постоянной насыщения. Она равна

$$B_i = \frac{1}{(t_i - t_k)} \ln \frac{(m_\infty - m_i)}{m_0}.$$

Период полунасыщения $T_{1/2}$ соответствует времени, за которое происходит насыщение образца, равное $0,5 m_0$, начиная с момента времени t_k , и рассчитывается по формуле

$$T_{1/2} = \frac{0,693}{B_{cp}},$$

где B_{cp} — среднее значение B для одного образца; параметр определяется из выражения

$$B_{cp} = \frac{\sum_{i=k+1}^s B_i}{s - (k + 1)}.$$

Величину $T_{1/2}$ можно использовать для характеристики интенсивности процесса насыщения пород в целом, включая условно-мгновенное насыщение образца. В ряде случаев для понимания динамики насыщения пород жидкостью важно знать скорость (W_i) процесса в определенный момент времени. Ее определяют из выражения

$$W_i = \frac{dm_i}{dt} = B(m_\infty - m_i).$$

Помимо параметров B , A , $T_{1/2}$ и W_i для приближенных расчетов, а также в случае получения криволинейных графиков в полулогарифмическом масштабе используются усредненные значения скоростей. Их получают на графике «время — объем-

ное насыщение», построенном в арифметическом масштабе, заменяя экспериментальную кривую отрезками прямых. Подобная замена позволяет разделить общий объем открытого порового пространства на части, заполняющиеся с примерно равной скоростью. В результате обработки нескольких сот кривых насыщения для различных пород нами установлено, что во всех случаях целесообразно выделить двух отрезков, характеризующих начальную (W_n) и конечную (W_k) скорости насыщения. В более редких случаях кривую делят и на три части, отражающие соответственно начальную, среднюю и конечную скорости.

Большой практический и теоретический интерес представляет установление зависимости между структурой порового пространства и проницаемостью. Теоретически эта зависимость дается формулой Козени—Кармана (Шейдеггер, 1960; Кобранова, 1962)

$$K_{\text{пр}} = \frac{\Pi_0^3}{f S_n^2 T_n^2},$$

где $K_{\text{пр}}$ — коэффициент проницаемости; Π_0 — эффективная пористость; S_n и T_n характеризуют каналы фильтрации (S_n — их удельная поверхность, T_n — извилистость); f — коэффициент, учитывающий форму пор.

Однако в реальных средах общей зависимости между пористостью и проницаемостью не существует. Две среды одной и той же пористости могут иметь совершенно различные проницаемости. В большей мере взаимосвязаны условно-мгновенное насыщение и проницаемость, особенно для пород, в которых развиты плоскощелевые поры (рис. 16). Кроме того, статистически установлено, что проницаемость возрастает с увеличением пористости в большей мере для пород с крупными порами и в меньшей — для ультрамикropористых. Использование параметров, характеризующих динамику насыщения горных пород жидкостями, при изучении месторождений открывает новые возможности в оценке условий рудообразования. Величины A и B тесно связаны со структурой порового пространства, которая, в свою очередь, является функцией условий формирования исследуемых пород. По этим параметрам разделяются лавовые,

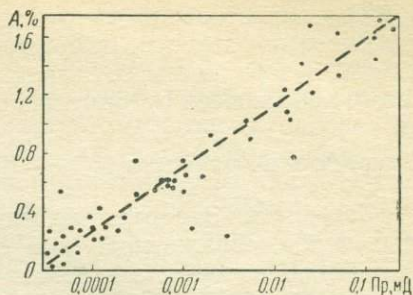


Рис. 16. График зависимости условно-мгновенного насыщения (A) от газовой проницаемости (Пр) для вулканических пород Тишинского, Лениногорского, Стрежанского и Николаевского рудных полей

субвулканические и интрузивные фации. Роль экранов для рудоносных растворов выполняют породы с низкими значениями B и A , а породы с высокими значениями этих показателей чаще всего называются рудовмещающими.

Твердость и прочность

Твердость. Это одна из универсальных характеристик горных пород, отражающая как упругую, так и пластическую деформацию материала и поэтому зависящая от упругих и прочностных свойств пород. Согласно общему определению Н. А. Эшби (Мотт, 1960), «твердость является мерой сопротивления остаточной деформации или разрушению» (с. 11). Однако более точная формулировка этого понятия зависит от применяемого метода измерения. Условно все методы могут быть разделены на две группы: 1) динамические испытания (по методам отскока, динамического вдавливания, качающегося маятника и др.) и 2) статические (статическое вдавливание, испытание царапанием и др.). Рассмотрим подробнее методы отскока и статического вдавливания.

Твердость по методу отскока определяется с помощью склероскопа Шора. Последний основан на принципе отскока алмазного бойка небольшого веса от пришлифованной поверхности образца. После каждого соударения боек отскакивает и заклинивается, а связанный с ним указатель отмечает на шкале прибора высоту отскока. Эта величина и служит мерой динамической твердости. Определение твердости методом соударения — отскока применимо для пород любой твердости и дает устойчивые результаты.

Для оценки пластичности пород можно использовать метод повторных микроударов, разработанный М. И. Койфманом и О. И. Квашиной (1963). Прибор тот же — склероскоп Шора. Физическая основа метода заключается в том, что при многократных ударах бойка в одну точку происходит контактное упрочнение породы, неодинаковое для пород с разными упруго-пластическими свойствами. Испытания проводятся на тех же образцах, на которых определялись эффективная пористость и твердость. Количественную оценку «контактового упрочнения» производят по относительному «повышению твердости» приконтактовой уплотненной зоны. Расчет коэффициента уплотнения ($K_{упл}$) производится по формуле

$$K_{упл} = \frac{T_{п} - T_{н}}{T_{н}} 100\%,$$

где $T_{п}$ — начальная твердость породы (определяется при первом ударе бойка); $T_{н}$ — предельная твердость породы.

На основе этих же экспериментальных данных строятся кривые упрочнения. Для их построения на оси ординат отклады-

ваются значения твердости (по Шору), а по оси абсцисс — номера ударов в каждой точке (от первого до 7—8). В работе М. И. Койфмана и О. И. Квашиной (1963) приводятся данные о том, что показатели хрупко-пластических свойств, определенные по методу повторных микроударов, и величины, характеризующие пластичность пород по методу вдавливания штампа, разработанного Л. А. Шрейнером, для большинства исследованных пород хорошо согласуются.

Значительно шире, чем динамические, распространены статические методы определения твердости вдавливанием. Главными элементами этих методов являются форма индентора и прикладываемая нагрузка. В качестве индентора используются закаленный стальной шарик различного диаметра, алмазная пирамида или конус, а прикладываемые нагрузки колеблются от граммов до нескольких тысяч килограммов.

Для определения твердости статическим способом нами применялся прибор ТШ-2 (твердомер шариковый), принцип действия которого основан на вдавливании стального шарика по методу, разработанному Дж. Бринеллем (Мотт, 1960). При проведении испытания образец помещается на подвижный столик прибора и вращением маховика поджимается к шарiku до упора ограничителя. Центр шарика должен находиться от края образца на расстоянии не менее 2,5 диаметра, а от края соседнего отпечатка не менее 4 диаметров шарика: для материалов с твердостью по Бринеллю меньше 35 соответственно 3 и 6 диаметров. Испытуемая поверхность ориентируется перпендикулярно к оси шпинделя. При полной нагрузке шарик выдерживается в зависимости от твердости исследуемого материала и выбранной нагрузки 10, 30 или 60 с, затем нагрузка и шарик снимаются. После испытания столик с образцом вращением маховика опускается и полученный отпечаток замеряется микроскопом в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Разница между замерами не должна превышать 2%. Число твердости по Бринеллю (НВ) определяется следующей формулой:

$$\text{НВ} = \frac{P}{F} = \frac{2P}{\pi D (D - \sqrt{D^2 - d^2})},$$

где P — приложенная нагрузка, кгс; F — поверхность отпечатка, мм²; D — диаметр шарика, мм; d — диаметр отпечатка, мм.

Размерность НВ — кгс/мм², обычно она опускается. На практике, как правило, используют готовые таблицы перевода диаметра отпечатка в число твердости по Бринеллю.

Так же как и при динамическом вдавливании, описываемый метод позволяет оценить пластичность горных пород, используя для этого способ повторных вдавливаний. Эффект контактового упрочнения породы оценивается по повышению абсолютных величин твердости, которые являются исходными данными для расчета коэффициента уплотнения. Кроме кривых

упрочнения, полученных при динамических испытаниях, строятся графики зависимости между диаметром отпечатка и числом статических вдавливаний, служащие также характеристикой упруго-пластических свойств пород.

Прочность. Важное значение для образования разнообразных типов рудовмещающих структур имеет изучение прочности горных пород. Необходимо оценить предельные напряженные состояния, при которых происходит либо пластическая деформация, либо разрушение породы. Различные вопросы теории прочности подробно рассматриваются в работах М. М. Протодьяконова (1963), Б. В. Залесского, Л. И. Барон, Л. А. Шрейнера, Е. И. Ильницкой и других исследователей (Определение свойств..., 1962; Методы исследования..., 1964; Деформационные свойства..., 1968; Свойства горных пород..., 1969). Экспериментально на практике обычно определяют предельное напряженное состояние при растяжении и сжатии. Однако чтобы по полученным данным оценить предел прочности или текучести для любого напряженного состояния, необходимо применение наиболее подходящей для данных условий теории прочности. Так, при всестороннем сжатии независимо от механических свойств пород пластическая деформация и разрушение наступают при достижении предельного состояния касательными напряжениями.

Теории, в основу которых положено рассмотрение касательных напряжений, наиболее применимы при описании возникновения пластических деформаций; теории же, базирующиеся на анализе нормальных напряжений, более полно отвечают условиям разрушения пород. Из используемых в учении о сопротивлении материалов теорий прочности (максимальных нормальных напряжений и максимальных деформаций, наибольших касательных напряжений, Мора, энергетической и др.) в геологической практике чаще применяют теорию Мора (Определение свойств..., 1962). М. В. Гзовский (1963) разработал физическую теорию образования элементарных тектонических разрывов, синтезирующих современные представления о деформациях горных пород (понятие об эллипсоиде деформации; одновременное существование упругой и пластической деформаций и двух типов разрушения — отрыва и скалывания; влияние температуры, силовой обстановки и длительности действия нагрузок на абсолютную величину предельных напряжений; тектонические поля напряжений около разрыва и влияние условий формирования горных пород и руд на их свойства, кинетика деформаций и др.). Эта теория уточняет и развивает основные положения теории Мора.

Наиболее распространенным и простым лабораторным методом общей оценки прочностных свойств горных пород является определение временного сопротивления одноосному сжатию (предела прочности на сжатие). Нами большинство ис-

пытаний проводилось в соответствии со стандартом, принятым на заседании международного бюро по механике горных пород в Праге в 1961 г. (Протодьяконов, 1963). Прочность на одноосное сжатие (R) определялась по формуле

$$R = \frac{F_{\max}}{S_0},$$

где F_{\max} — максимальная разрушающая сила, кг; S_0 — начальная площадь поперечного сечения образца, см².

Образцы представляли собой цилиндры с отношением длины (l) к диаметру (d) 1:1 или кубики. Размеры диаметра цилиндров или стороны кубика колебались в пределах 45—55 мм. Торцовые стороны шлифовались, строго соблюдалось условие параллельности. Согласно данным лаборатории ИГЕМ (Методы исследования..., 1964) результаты испытаний цилиндров умножались на коэффициент 1,07, что позволило сопоставлять их с испытаниями на кубиках. Опыты проводились на гидравлических прессах мощностью 300 и 50 т. Образец устанавливался в центре между плитами пресса. Скорость нагружения составляла 10—15 кгс/см²·с. Нагрузка повышалась до разрушения образца.

ГЛАВА 4

ОБРАБОТКА РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ЭВМ

Изучение структурных условий локализации оруденения осуществляется с помощью различных методов, которые можно разделить на две основные группы: полевые и лабораторные. Главными полевыми методиками являются детальное геологоструктурное картирование, морфоструктурный анализ, статистическое и генетическое изучение линейных и плоскостных ориентировок и трещиноватости в горных породах и рудах и тектонофизические наблюдения. Лабораторные методы более разнообразны и многочисленны. Однако непосредственно связаны с отмеченными полевыми методами и являются их естественным дополнением только микроструктурный и структурно-петрофизический.

Приведенный комплекс полевых и лабораторных методов наиболее рационален и в разной мере представлен в любом современном исследовании структур рудных полей и месторождений. Основное препятствие в широком применении, а также в дальнейшей разработке самих методов — громоздкая и трудоемкая обработка данных полевых и лабораторных наблюдений, которая по сей день осуществляется вручную, приемами, разработанными в 30—40 и 50-годы. Трудоемкость обработки приводит

к тому, что часто проводится редуцированный комплекс исследований. Например, ограничиваются либо изучением только микроструктурных ориентировок, либо анализом трещинной тектоники, либо изучением физико-механических свойств пород и руд. В связи с этим значительно понижается информативность и качество проведенных работ, а интерпретация полученных результатов нередко умозрительна.

Современное структурное исследование обязательно должно базироваться на большом, правильно статистически обработанном фактическом материале, дающем полное объемное представление о структурных особенностях изучаемого объекта. В связи с этим необходимо обрабатывать большое количество данных. На кафедре полезных ископаемых Геологического факультета МГУ специально для структурно-петрофизического анализа Н. Н. Шатагиным и С. А. Сандомирским (1974; Сандомирский и др., 1976) разработан комплекс программ обработки на ЭВМ данных полевых и лабораторных исследований. Этот комплекс охватывает все аспекты структурного анализа горных пород и руд. Использование программ значительно сокращает время на обработку наблюдений и повышает точность получаемых результатов.

Необходимость в программах для машинного построения диаграмм плоскостных и линейных ориентировок исключительно велика, поскольку построение диаграмм ориентировок массовых замеров трещиноватости, слоистости, даек, жил, ориентировки фенокристаллов в магматических породах, зеркал, борозд скольжения и т. п. является составным элементом большинства методик структурного анализа. Предусмотрена возможность строить специализированные диаграммы для определенных классов структурных элементов, суммарные, а также разворачивать их в различные положения.

Для обработки данных дирекционных значений скоростей продольных ультразвуковых волн составлена программа построения и поворота круговых диаграмм на проекции В. Шмидта. При анализе петрофизических, микроструктурных и других структурных диаграмм, а также выявленных при полевых работах сопряженных тектонических нарушений широко используется методика определения палеотектонических полей напряжений, разработанная М. В. Гзовским (1963). Составлена программа расчета координат осей напряжений, позволяющая неизмеримо ускорить и упростить получение данных об ориентировке осей по сравнению с существующим графическим способом их определения.

Также разработана программа расчета на ЭВМ параметров пористости и насыщения горных пород. Эти данные наряду с другими характеристиками физико-механических свойств (упругих, прочностных и др.) необходимы при интерпретации структурных и петрофизических диаграмм.

В использовании метода круговых диаграмм есть несколько существенных трудностей, главными из которых являются следующие: 1) построение диаграмм отнимает много времени; 2) особенно велики затраты времени, если диаграмму требуется «развернуть», т. е. спроектировать на новую плоскость; 3) общепринятые методы «сглаживания» — подсчета точек, попадающих в принятое «окно» сглаживания, вносят искажения в получающуюся картину. Первая из этих трудностей была решена применением быстродействующих электронных вычислительных машин. Это достигнуто с помощью программ, созданных А. Спенсером и П. Глабуо (Spencer, Glabaugh, 1967). Указанными авторами использовалась процедура сглаживания, которая, однако, не устраняла искажений. Следуя традиционной схеме своих предшественников, они сначала проектировали точки на плоскость, используя известные математические выражения для тех или иных сеток (Вульфа, Шмидта и др.), а потом уже приступали к сглаживанию. В принципе и при таком подходе, вероятно, можно найти процедуру, не вызывающую искажений, но на пути ее практического воплощения встанут труднопреодолимые препятствия. Две другие трудности, из которых последняя носит принципиальный характер, были решены Д. Уорнером (Worner, 1969). Он в отличие от своих предшественников не задается целью отыскать такую сетку или такую операцию сглаживания, при которой искажения будут минимальными, а ищет ответ на вопрос: как провести сглаживание без всяких искажений? Ответ прост и несколько неожиданный: подсчет плотности точек может быть произведен без искажений лишь на самой сфере. Если же их сначала спроектировать на плоскость, пользуясь той или иной сеткой, а потом произвести подсчет, то он может быть выполнен только с искажениями, так как проекция круга со сферы на плоскость будет представлять собой не круг, а эллипс (за исключением сетки Вульфа, на которой форма круга при проектировании его со сферы не искажается; однако сглаживание в этом случае должно вестись «окном» с изменяющимся диаметром). Значит, точки нужно пересчитывать до проектирования их на плоскость, т. е. на самой сфере.

Д. Уорнером был предложен изящный алгоритм сглаживания, реализованный в виде программы на языке ФОРТРАН-IV для мощных машин американского производства типа UNIVAC-1108.

Непосредственное использование программы Д. Уорнера советскими геологами невозможно из-за нескольких причин: 1) на большинстве вычислительных центров, которыми пользуются геологи, отсутствуют трансляторы ФОРТРАН-IV; 2) указанные американские ЭВМ существенно отличаются от отечественных, в первую очередь по объему памяти; 3) у нас в стране

принята иная система замеров структурных элементов, чем у американских геологов.

Ядром всех программ является алгоритм сглаживания плотностей точек на сфере, предложенный Д. Уорнером (Wagner, 1969). Воплощение этого алгоритма для отечественных средних ЭВМ типа БЭСМ-4М стало возможным благодаря появлению программы форматной выдачи на широкую печать (Грищенко, 1972). Существенным моментом в данном комплексе программы служит также алгоритм поворота диаграмм.

Составленные программы рассчитаны на выдачу диаграмм в виде круга диаметром 20 см с точками сглаживания, отстоящими друг от друга примерно на 1 см. Пользователь имеет возможность получать диаграммы с более густым расположением точек сглаживания. Кроме того, можно иметь диаграммы диаметром 10 см.

Все программы написаны на языке АЛГОЛ-60 для трансляторов ТА-1М или «Сигнал», реализованных на машинах типа БЭСМ-4 и М-220 с двумя кубами памяти МОВУ.

Из опыта эксплуатации основных программ стало ясно, что большинство из них может быть успешно использовано на других отечественных машинах, даже малых ЭВМ типа «Мир» и «Наири». Выяснилось, что во многих случаях нет необходимости хранить в памяти машины матрицу изображения, а можно непосредственно после расчета плотности в той или иной точке сглаживания выводить полученный символ на печать в соответствующей позиции печатающего устройства. Более того, в принципе можно резко сократить объем памяти, занимаемый исходными данными, что может быть достигнуто хранением только одного массива исходных данных в упакованном виде.

Реализация настоящих программ на более мощных машинах типа БЭСМ-6 позволяет на порядок сократить время, затрачиваемое на построение диаграмм.

Замеры элементов залегания структурных элементов могут вводиться в ЭВМ двумя способами: 1) поочередный ввод массивов азимутов падения (отсчетов по лимбу N), углов падения (отсчетов по барабану J , дугам H) и классов структурных элементов; 2) ввод этих же данных одним массивом в «упакованном» виде. Из опыта работы ясно, что второй способ записи информации предпочтительнее. Эта форма записи более наглядна, позволяет производить запись непосредственно на обнажении, в горной выработке или за микроскопом, экономит бланковую бумагу и ускоряет ввод начальных данных в ЭВМ, так как вместо трех массивов вводится один. В связи с этим во всех программах реализован ввод исходных данных только в «упакованном» виде.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексная петрофизическая характеристика горных пород

По мере расширения арсенала физических и механических свойств пород, используемых при структурно-петрофизическом анализе, возникла необходимость выработки единого, обобщающего параметра, который должен быть в то же время чувствительным критерием для разделения пород, в разной степени благоприятствующих рудоотложению, служащих экранирующими образованиями и обладающих способностью формировать трещинные структуры. Ранее один из возможных способов был использован А. А. Смеловым (1974) при определении комплексного физического параметра по набору магнитных свойств.

Чтобы объединить в едином коэффициенте физико-механические свойства, различные по физическому смыслу и имеющие свою размерность, предлагается ввести для каждого из них некоторую безразмерную шкалу. Однотипность шкалы достигается обычной статистической нормировкой каждого j -го физико-механического свойства в каждом i -м образце, их средними (\bar{X}_j) и стандартными (S_j) отклонениями

$$K_{ij} = \frac{X_{ij} - \bar{X}_j}{S_j}; \quad i = 1, 2, \dots, n; \quad j = 1, 2, \dots, p.$$

Комплексный петрофизический коэффициент (Кпк) определяется по формуле

$$K_{пк} = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p K_j,$$

в которой под K_j подразумевается j -е свойство пород, независимое от всех остальных физических характеристик. Статистическая независимость этих параметров друг от друга была доказана незначимостью их парных корреляций между собой в выборках со всех основных рудных полей Рудного Алтая (табл. 3 и 4).

Применяемые для расчета Кпк физические свойства характеризуются нормальными и логнормальными законами распределения. Это было установлено с помощью построения кумулятивных кривых как в арифметическом масштабе, так и на В-трафарете по способу, предложенному А. Г. Тарховым (1958). Графики нормального распределения представляют собой симметричную кривую, асимптотически приближающуюся к оси

Таблица 3

Содержание (в объеме) различных литологических разностей пород в пределах рудных полей, %

Породы	Рудное поле			Средневзвешенное для основных рудных полей Рудного Алтая *
	Тишинское	Ленин-горское	Николаев-ское	
Эффузивы кислого состава	20,3	12,2	19,7	18,4
„ основного состава	2,5	0,5	7,6	2,8
Туфы кислого состава	22,0	11,3	21,4	23,4
„ основного состава	8,1	5,4	2,6	4,7
Субвулканические образования кислого состава	5,2	1,4	9,3	4,6
То же, основного состава	4,0	1,1	4,7	3,8
Осадочные породы	38,5	68,1	35,7	42,3

* В расчетах использованы материалы по Ленингорскому, Тишинскому, Старковскому, Стрежанскому, Шубинскому, Николаевскому, Золотушинскому рудным полям и данные Т. Я. Гончаровой (1976) по Кедровско-Бухахичинской зоне.

Таблица 4 Критические значения коэффициента корреляции

Коэффициенты парной корреляции (69 проб)

Физико-механические свойства	P _э	B	E	μ	T _н	ρ _т	R	Критические значения коэффициента корреляции	
								Уровень значимости	Коэффициент корреляции
P _э	1,00	0,20	-0,28	0,08	-0,20	-0,21	-0,09	0,005	0,33
B		1,00	-0,18	-0,08	-0,10	-0,11	0,03	0,01	0,30
E			1,00	-0,22	0,06	0,13	0,11	0,05	0,23
μ				1,00	0,08	0,04	0,07	0,10	0,19
T _н					1,00	0,05	0,14	0,25	0,13
ρ _т						1,00	0,12		
R							0,00		

абсцисс, с максимумом в точке, соответствующей средней величине параметра. При логнормальном законе подобную кривую образуют логарифмы значений исследуемого свойства.

Нормальное распределение характерно для модуля Юнга, модуля сдвига, коэффициента Пуассона, твердости, плотности и прочности, а логнормальное — для условно-мгновенного насыщения и постоянной насыщенности (рис. 17). Особое положение занимает эффективная пористость. Для рудовмещающих вулканогенных образований Блявинского рудного поля (Южный Урал) выявляется нормальный закон распределения этого параметра (Старостин, Зарайский, 1967), а для рудноалтайских месторождений — логнормальный (см. рис. 17). Рассчитанные

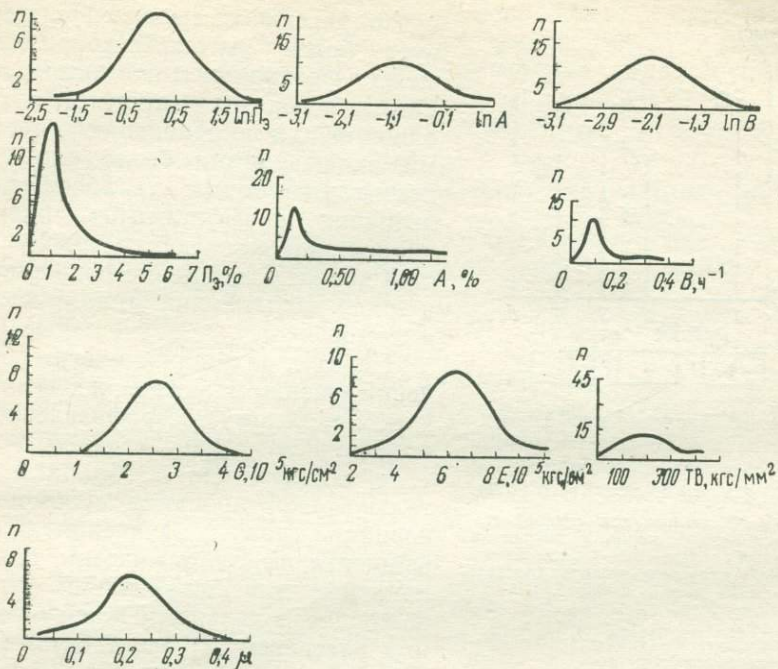


Рис. 17. Кумулятивные кривые распределения значений физико-механических свойств вулканогенно-осадочных пород рудных полей Рудного Алтая:

эффективной пористости (Π_3), условно-мгновенного насыщения (A), постоянной насыщения (B), модуля сдвига (G), модуля Юнга (E), твердости ($ТВ$), коэффициента Пуассона (μ). n — число проб

в соответствии с выявленными типами распределений и характером парных корреляций статистические характеристики наиболее используемых в структурном анализе свойств приведены в табл. 5.

В процессе изучения статистических параметров распределения нами были получены корреляционные матрицы физико-механических свойств для различных совокупностей горных пород: 1) слагающих отдельные фации, 2) принадлежащих определенным комплексам, 3) характеризующих рудные поля, 4) отражающих состав формаций. Анализ этого материала позволил установить закономерное изменение коэффициентов парной корреляции, которое наиболее отчетливо отражается на поведении коэффициента «эффективная пористость — модуль Юнга» $r(\Pi/E)$ (рис. 18). Для лав кислого состава абсолютные значения $r(\Pi/E)$ значительно выше, чем для всей совокупности пород, развитых на рудных полях. На этом же графике прослеживается тенденция к понижению значений $r(\Pi/E)$ для рудных полей, приуроченных к зонам смятия (Тишинскому, Стрежанскому и др.). Изложенные факты позволяют сделать два

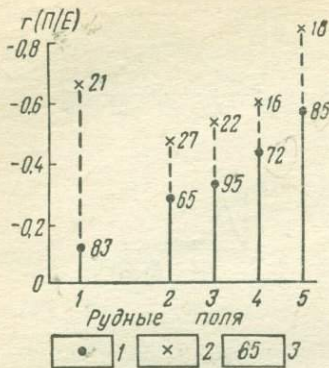


Рис. 18. Значения коэффициентов парной корреляции между эффективной пористостью и модулем упругости $r(\Pi/E)$.

1 — рассчитанные для средней выборки из всех пород, развитых на рудных полях; 2 — определенные только для лав кислого состава; 3 — число проб в выборке. Рудные поля: 1 — Блявинское, 2 — Стрежанское и Старковское, 3 — Тишинское, 4 — Николаевское, 5 — Ленингорское

полно характеризовать, а в связи с этим и более надежно выделять фации вулканогенных пород; 4) давать комплексную

предварительных вывода: 1) существует более высокая корреляция между физико-механическими свойствами в образцах одного состава и одной фации по сравнению с пробами, включающими более широкую ассоциацию пород; 2) абсолютная величина коэффициентов парной корреляции для любых совокупностей пород закономерно понижается в зонах, испытавших динамический метаморфизм.

Переход от анализа частных значений физико-механических свойств к комплексному петрофизическому коэффициенту дает возможность: 1) в соответствии с задачами детального картирования с помощью изолиний равных значений коэффициента выделять участки, благоприятные для локализации руд и являвшиеся экранами для рудоносных растворов; 2) исследовать разновозрастные образования; 3) более

Таблица 5

Выборочные параметры распределения физико-механических свойств горных пород с рудных полей Рудного Алтая

Физико-механические свойства	Число проб	Среднее значение	Дисперсия	Среднее квадратическое отклонение
Эффективная пористость *	398	0,09	0,55	0,74
Постоянная насыщения *	171	-2,12	0,42	0,65
Условно-мгновенное насыщение *	171	-0,99	1,51	1,23
Модуль Юнга E , 10^5 кгс/см ²	384	6,29	2,09	1,45
Податливость $1/E$	244	0,177	0,0022	0,047
Модуль сдвига G , 10^5 кгс/см ²	383	2,73	0,88	0,94
Коэффициент Пуассона	384	0,21	0,006	0,079
Твердость (по Бринеллю) (НВ), кгс/мм ²	85	197	10 176	101
Плотность, г/см ³	384	2,70	0,018	0,14

* Приведены логарифмы значений.

петрофизическую характеристику месторождений и рудных полей. Конкретные примеры подобного анализа будут даны во второй части работы при описании структурно-петрофизических типов колчеданно-полиметаллических рудных полей.

Определение температуры Дебая и теплоемкости на основе измерений скоростей ультразвука

При изучении процессов минералообразования при формировании эндогенных рудных месторождений используются методы физической химии, основанные на определении термодинамических констант минералов и горных пород. Наиболее важной из них является теплоемкость. Она представляет собой количество энергии, необходимое для нагревания единицы массы вещества на один градус. Экспериментальное определение теплоемкости производится калориметрическими методами, являющимися достаточно трудоемкими и требующими больших количеств вещества. В связи с этим для рудно-петрофизических исследований большое значение приобретает определение ее на основе ультразвуковых измерений.

Исходная величина, необходимая для расчета теплоемкости, — характеристическая температура Дебая (θ). Ее можно получить через скорости ультразвуковых волн для изотропного тела по формуле (Алерс, 1969; Андерсон, 1968; Андерсон, Либерман, 1970; Ноздрев, Федорищенко, 1974)

$$\theta = \frac{h}{k} \left(\frac{9\rho N}{4\pi M/p} \right)^{1/3} \left(\frac{2}{V_s^3} + \frac{1}{V_p^3} \right)^{-1/3},$$

где h — постоянная Планка, k — постоянная Больцмана, N — число Авогадро, M/p — средняя атомная масса (молекулярная масса, деленная на число атомов в молекуле), ρ — плотность, V_s , V_p — скорости сдвиговой и продольной волн.

Исследованиями Дж. Алерса (1969) и О. Андерсона (1968) показано, что вследствие упрощающих предположений теоретические и экспериментальные значения θ равны только при низких температурах. Для основной массы горных пород расхождения между низкотемпературными и высокотемпературными определениями акустической θ составляют 3—8%, а общая ошибка не превышает 10%.

В термодинамике обычно пользуются молярными теплоемкостями при постоянном давлении (C_p) и при постоянном объеме (C_v). Для твердых тел разница между C_p и C_v дается эмпирическим соотношением Нернста—Линдемана (Ноздрев, Федорищенко, 1974)

$$C_p - C_v = 0,0214 C_p^2 T / T_{пл},$$

где T — температура опыта, $T_{пл}$ — температура плавления твердого тела.

Расчет теплоемкости приближенно можно осуществлять по формуле Дебая

$$C_v = 464,5 \left(\frac{T}{\theta} \right)^3.$$

Подобным способом нами были определены теплоемкости магматических пород различных фаций, слагающих Николаевское колчеданно-полиметаллическое месторождение.

Восстановление первичных физических свойств деформированных пород и руд

Важной проблемой при палеореконструкциях в деформированных рудных полях является установление физических и механических свойств, которыми обладали породы до регионального рассланцевания. После образования осадочные и вулканокластические породы обычно испытывают диагенетические преобразования под действием литостатической нагрузки и повышенных температур, которые приводят к увеличению их плотности, упругости, твердости, прочности и понижению пористости. Это связано с необратимыми изменениями в составе и структуре пород (более плотное расположение частиц, отгонка межзерновой жидкости, пластические деформации и т. п.). Качественно и количественно подобные изменения оцениваются в результате исследования каждого литологического типа пород с момента образования и до современного состояния. В связи с тем что все эти вопросы подробно рассмотрены в трудах В. Н. Кобрановой (1962), М. Л. Озерской (1967), Г. М. Авчан (1972) и др., здесь они не разбираются. Менее изучены изменения физических свойств магматических пород, испытавших автотметасоматические и диагенетические преобразования (раскristаллизация стекловатого базиса, частичное выполнение пустот гидротермальными минералами и др.). В качестве примера кратко рассмотрим вулканогенные образования толентовой серии, широко развитые в палеовулканических областях. За эталон их первичных свойств можно принять вулканы современных океанических рифтовых зон.

Нами были исследованы базальты, долериты, габбро-диабазы и габбро из Галапагосского рифта и впадины Хесса, собранные с помощью драгирования (глубины 4600—5000 м) во время 14-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1975 г. Несмотря на значительные колебания в величинах физических свойств, соотношения между ними достаточно устойчивые (рис. 19). На графике «П—Е» это четкая кривая типа $y = \frac{a}{x}$. В самой нижней ее части концентрируются интрузии, несколько выше — субвулканические образования, верхнюю часть форми-

руют лавы. Исследования близких по составу и строению раннетриасовых эффузивных траппов Сибирской платформы, а также лавовых и субвулканических образований основного состава из силурийской базальт-липаритовой формации, развитой в Блявинско-Киндерлинском вулканогенном трое Уральской геосинклинали, показали их полное совпадение (см. рис. 19, кривые II, IIa и IIб).

Несколько обособленное положение (кривые I и Ia) занимают вулканогенные породы базальтового и андезит-базальтового состава (вулканические бомбы, лавы и шлаковые лавы), принадлежащие асейсмичным подводным хребтам (хр. Наска) и вулканическим островам (Галапагосские).

Таким образом, лавовые, субвулканические и интрузивные породы, формировавшиеся в обстановке растяжения и после своего образования не испытывавшие существенного динамического метаморфизма, сохранили первичные физические свойства и могут служить эталоном для деформированных пород аналогичного состава и фациальной принадлежности.

Важной проблемой при палеореконструкциях в деформированных рудных полях является установление физических и механических свойств, которыми обладали породы до регионального расланцевания. Анализ большого фактического материала показал, что процессы динамического метаморфизма проявляются, как правило, исключительно неоднородно. Под их влиянием формируются структуры будинажа и возникает анизотропия физико-механических свойств метаморфогенного типа. Эта анизотропия определяется в соответствии с методическими

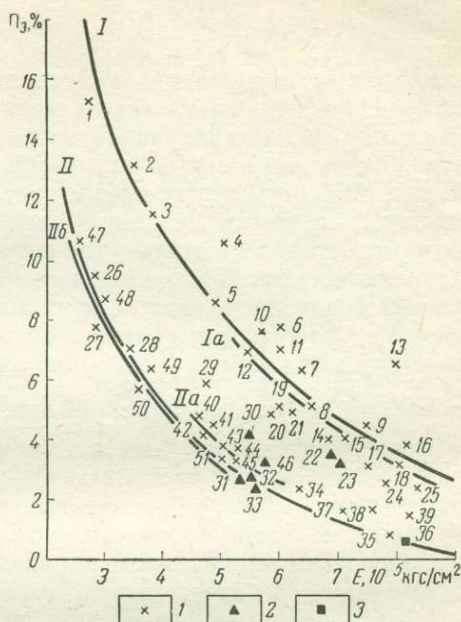


Рис. 19. График зависимости пористости — модуль Юнга для вулканогенных пород основного состава.

1 — лавы; 2 — субвулканические породы; 3 — интрузивные породы.
 I — обр. 1—9 — андезито-базальты асейсмичного подводного хребта Наска; Ia — обр. 10—18 — андезито-базальты (исландиты) и базальты (наземный вулканизм) Галапагосских островов Рабида и Флорена, обр. 19—25 — базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия; II — обр. 26—36 — базальты, долериты и габбро впадины Хесса, обр. 37—39 — базальты Галапагосского рифта; IIa — обр. 40—46 — варнолиты, базальтовые порфиры и габбро-диабазы силурийской базальт-липаритовой формации Блявинской синклинали (Южный Урал); IIб — обр. 47—51 — базальты из нижнетриасовых эффузивных траппов (нижненидимская я подсвета) из района р. Нижней Тунгуски

приемами, рассмотренными в предыдущих главах. Особенность заключается только в способе отбора проб. Места их взятия необходимо располагать в пределах коротких (от нескольких метров до первых десятков метров) разрезов, приуроченных к вполне индивидуализированным геологическим телам (пластам осадочных и пирокластических пород, потокам лав, разнообразной формы интрузивным телам и т. п.). В каждом разрезе желательно иметь не менее трех ориентированных проб, для которых строятся структурно-петрофизические диаграммы, позволяющие выявлять положение максимумов и минимумов скоростей продольных волн. В этих же направлениях определяются скорости поперечных волн, затем рассчитываются минимальные и максимальные значения модуля упругости и определяется

коэффициент метаморфогенной анизотропии $K_E = \frac{E_{\min}}{E_{\max}}$. В сильно деформированных рудных полях максимальное значение упругих свойств всегда располагается в плоскости господствующего здесь регионального расщепления, а минимумы перпендикулярны к этой плоскости. Величина K_E пропорциональна степени деформированности породы и является мерой, позволяющей судить об интенсивности деформационных процессов. В условиях неравномерного сжатия, это было показано Л. И. Звягинцевым и др. (1974), А. И. Левыкиным и В. Д. Парфеновым (1974), наряду с пластической деформацией развивается хрупкое разрушение (катаклиз, трещины отрыва и скола). Соотношение их зависит от степени однородности объекта исследования, его физико-механических свойств, скорости деформирования и особенностей напряженного состояния. Существует тесная взаимосвязь между пластической деформацией и хрупким разрушением, которая контролируется объемным напряженным состоянием. Микротрещины развиваются во времени обратимо: растут при увеличивающемся направленном давлении и постепенно вновь смыкаются под действием молекулярных сил после разгрузки. Подобные процессы могут протекать даже в условиях весьма низких напряжений (Бартенев, 1955, 1974): Обработка 180 проб рудовмещающих образований Тишинского рудного поля позволила составить номограмму « $K_E - E$ » (рис. 20). На ней показана зависимость коэффициента анизотропии от среднего значения модуля Юнга и пористости (на рисунке значения пористости отмечены цифрами). Выявляются два типа кривых с прямо пропорциональной связью между K_E и E и с обратно пропорциональной. Анализ данных по конкретным геологическим разрезам показал, что в пределах одной и той же структуры напряженное состояние реализуется двумя основными способами (рис. 21, см. также рис. 20, табл. 6). В одних пунктах (разрезы 1, 2, 3, 4, 5 и т. д.) с возрастанием степени деформированности пород происходит их уплотнение, повышается упругость и уменьшается пористость, а в других (раз-

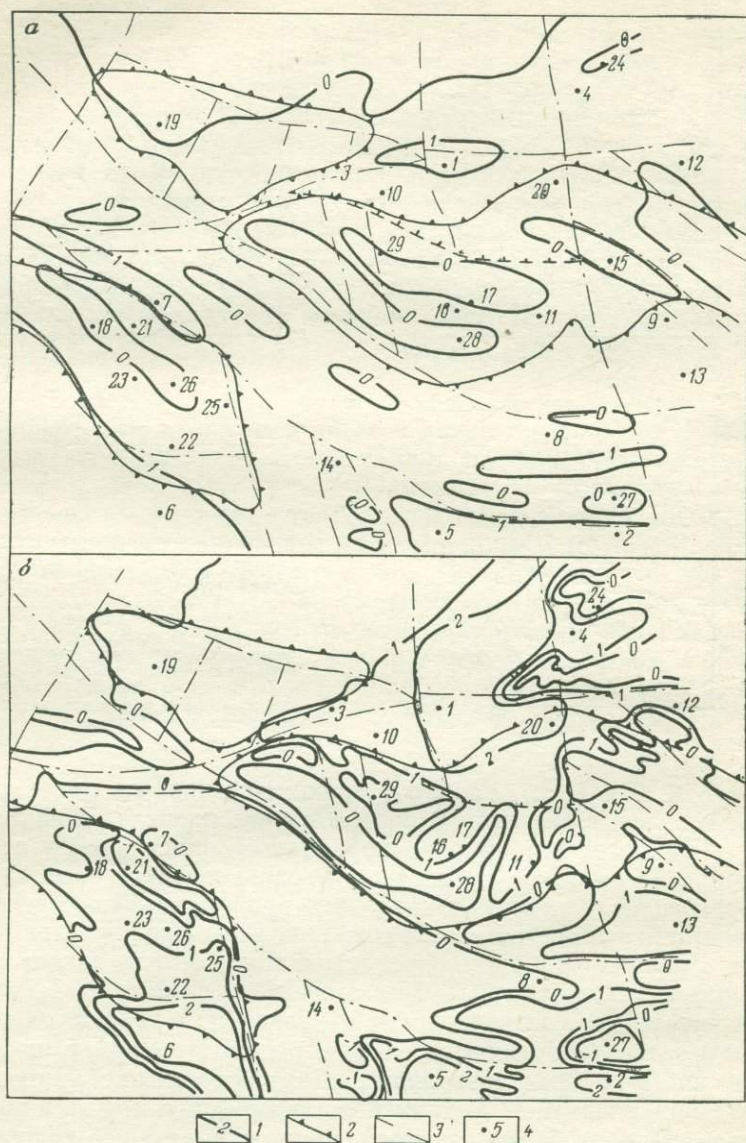


Рис. 21. Структурно-петрофизические схемы Тишинского рудного поля:
a — современное состояние, *б* — для периода, предшествовавшего региональному расслаблению.
 1 — изолинии комплексного петрофизического коэффициента; 2 — контуры вулcano-тектонических сооружений; 3 — разломы; 4 — геологические разрезы

Реставрированные физико-механические свойства горных пород
Тишинского рудного поля

Номер геологического разреза	Породы	Модуль Юнга E , 10^5 кгс/см ²		Эффективная пористость, %		Комплексный петрофизический коэффициент Кпк		
		1	2	1	2	1	2	
		Осадочные и вулканокластические образования						
1	Туфопесчаники	3,8	1,5	4,2	15,0	1,77	3,42	
2	Туфы кислого состава	4,2	2,0	2,3	10,0	1,22	2,98	
3	Туфогенные алевролиты	5,1	3,5	1,6	3,0	0,67	1,64	
4	Туфы кислого состава	4,9	3,5	1,9	3,5	0,86	1,75	
5	Туффиты кислого состава	4,6	2,0	4,1	7,0	1,48	2,73	
6	Алевролиты	4,4	3,0	3,3	4,5	1,40	2,09	
7	Туффиты кислого состава	4,6	6,0	2,2	1,5	1,06	0,19	
8	Туфогенные алевролиты	5,3	6,2	1,5	1,0	0,56	0,03	
9	То же	5,6	6,6	3,0	0,5	0,92	-0,64	
10	Туфопесчаники	5,5	4,0	2,0	3,0	0,68	1,47	
11	Туфы кислого состава	6,0	4,6	1,2	2,5	0,16	1,15	
12	Алевролиты	6,1	4,6	1,5	2,5	0,28	1,15	
13	Туфы основного состава	5,7	4,1	2,0	3,0	0,62	1,44	
14	Туффиты кислого состава	6,3	7,2	1,2	0,5	0,06	-0,85	
15	Туфы основного состава	6,9	5,9	1,2	1,5	-0,15	0,35	
16	Туфы кислого состава	5,8	4,8	2,3	2,5	0,67	1,08	
17	То же	7,4	4,8	0,7	2,5	-0,69	1,08	
18	„	7,4	6,6	1,1	1,0	-0,38	-0,11	
19	Туфы основного состава	7,4	6,3	0,5	1,5	-0,92	0,21	
Лавы, экструзии и субвулканические тела								
20	Липаритовые порфиры	лавовые	4,6	2,5	1,2	7,0	0,65	2,56
21		субвулканические	4,9	7,5	2,3	0,5	0,98	-1,04
22		лавовые	4,6	4,0	1,6	2,5	0,84	1,35
23		субвулканические	5,8	4,5	1,3	1,8	0,29	0,95
24		лавовые	6,8	7,5	1,0	0,5	-0,18	-0,95
25		„	5,7	4,5	1,8	2,5	0,54	1,18
26		„	7,1	5,5	0,8	1,5	-0,49	0,49
27		экструзивные	7,4	8,2	1,0	0,5	-0,39	-1,19
28		лавовые	6,7	6,0	0,7	1,5	-0,44	-0,12
29		субвулканические	6,0	8,0	1,0	0,5	0,10	-0,54

1 — физические характеристики пород в современном состоянии, 2 — то же, до регионального расланцевания.

Пробы из одного и того же разреза на графике K_E-E (см. рис. 20) располагаются вдоль слегка изогнутой линии, наклон которой отражает особенности процессов деформации, испытанных породами в данном пункте. Продолжая выявленную кривую в область, где концентрируются значения слабо деформированных пород, с величинами, приближающимися к единице, получаем наиболее вероятные первоначальные значения физических свойств (в данном случае модуля Юнга и пористости).

Подобные графики, составленные для Тишинского рудного поля (Рудный Алтай), позволили реконструировать физико-механические свойства рудовмещающих образований (см. рис. 20 и табл. 6). Полученные данные легли в основу структурно-петрофизических схем рудного поля, составленных для современного состояния и для периода, предшествующего региональному расщеплению (см. рис. 21).

Реконструкция палеотектонических полей напряжения

Восстановление палеотектонических полей напряжения осуществляется с помощью тектонофизического, микроструктурного и петрофизического методов.

Тектонофизический метод подробно описан М. В. Гзовским (1963). Заключается он в определении пространственного положения главных нормальных осей напряжений по сопряженным системам трещин скалывания, положению трещин отрыва, плейчатоности, формам складок и другим структурным элементам. В последние годы кинематический анализ проводится также по совокупности смещений вдоль поверхностей тектонических нарушений, что позволяет разделять древние и современные поля напряжений (Гущенко, 1973). Тектонофизический метод широко применяется при изучении палеотектонических условий формирования рудных месторождений различных генетических типов (Odé, 1957; Мооге, Shanti, 1973; Барышев, 1963; Токовенко, 1967; Яковлев, Старостин, 1968, 1972; Мооге, 1975; и др.).

С помощью **микроструктурного метода** производится реконструкция палеонапряженного состояния в горных породах с привлечением данных о кристаллографических ориентировках минералов. Наиболее детально данная методика разработана и описана для пород кальцитового и кварцевого состава (Тернер и др., 1958; Казаков, 1967; Чернышев, 1974; Carter e. a., 1964; Stauffer, 1966; Tullis e. a., 1973).

Менее распространен анализ баритовых тектонитов. Исследования В. Д. Парфенова (1974) показали перспективность изучения баритосодержащих пород для реконструкции главных осей тектонического поля напряжений. Им установлено, что ось σ_3 для плоскости механического двойникования барита (601) образует угол 39° с Ng в плоскости $NpNm$, для плоскости

(011) — с Np угол 7° в плоскости $NpNm$ и для (110) с Ng угол 6° в плоскости $NgNm$.

Важным способом реконструкции палеотектонических полей напряжения является также исследование микродеформационных признаков в кварцсодержащих горных породах. К ним относятся волнистое погасание и деформационные ламелли. Волнистое погасание возникает в результате неоднородного скольжения в кристаллах кварца из-за пограничных сжатий и внутренних неоднородностей. Оно располагается субпараллельно оси c кварца. Волнистое погасание почти повсеместно сопровождается появлением деформационных ламеллей. Их природа и ориентировка детально описаны (Carter *et al.*, 1964; Carter, Friedman, 1965; Heard, Carter, 1968). Деформационные ламелли представляют собой узкие (около 2 мкм) плоскостные или лентообразные образования. Они являются более светлыми, чем вмещающий их кварц при одном никеле, и обладают резким отрицательным рельефом. Разница в положении погасания между ламеллями и матрицей составляет $1-3^\circ$. Экспериментально показано, что ламелли наклонены под углами $45-55^\circ$ к оси растяжения (σ_1). Они образовались в результате сдвиговых деформаций в плоскостях, параллельных грани (0001) кристалла кварца. Оптические свойства естественных и экспериментально образованных ламеллей аналогичны, что дает возможность предположить один и тот же способ их образования. Деформационные механизмы являются функцией прежде всего температуры, темпа деформации и напряженного состояния. Х. Г. Аве' Лаллеман и Н. Л. Картер (Ave' Lallemant, Carter, 1973; Carter, 1976) составили обобщенную диаграмму, в которой отражена относительная ориентировка ламеллей и оптических осей кристаллов кварца в зависимости от температуры ($400-1100^\circ\text{C}$) и давления (2,5—10 кбар). Восстановление ориентировок главных нормальных напряжений производится тремя способами, разработанными Е. К. Хансеном, Н. Л. Боргом, Н. Л. Картером, М. Фридменом и К. Б. Рэлеем (Hansen, Borg, 1962; Carter, Friedman, 1965; Carter, Raleigh, 1969).

Способ сопряженных ламеллей. Заключается в построении диаграмм полюсов ламеллей на проекции В. Шмидта. Ось алгебраически максимальных напряжений определяется как биссектриса тупого угла между двумя поясами полюсов ламеллей.

Способ переориентировки оптических осей. Оси кварца в деформированной части зерна (c_1) располагаются ближе к σ_1 , чем в недеформированной (c_0). Плоскости, содержащие c_0 и c_1 в отдельных зернах, включают σ_1 и σ_3 (для $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$).

Способ стрелок. Плоскости, содержащие полюс ламелли и оптическую ось вмещающей их части кварцевого зерна (c_1), включают σ_1 и σ_3 (для $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), так как ориентировка

деформационных ламелл фиксирована относительно σ_1 , а оси σ_1 разворачиваются в направлении σ_1 . В этом случае полюс ламеллы указывает направление σ_3 .

Петрофизический метод базируется на реконструкции палеотектонических обстановок по физико-механическим свойствам горных пород и руд. Наиболее широко распространено установление общих геодинамических условий формирования или метаморфизма пород. Так, нашими исследованиями (Старостин, 1965, 1973₂) для вулканогенных пород эффузивной и субвулканической субфаций и работами Л. И. Звягинцева (1972) для более широкого комплекса фаций магматических пород показана связь их физико-механических свойств с глубинами формирования. Выявляется закономерное уменьшение пористости и возрастание упругих характеристик с глубиной от пород поверхностных фаций до наиболее глубинных (абиссальных). Деформации в условиях сжатия приводят к существенному (до 2—4 раз) понижению пористости пород и руд и увеличению (на 15—20%) модуля Юнга (Старостин, 1976).

Важным параметром, чутко реагирующим на обстановку сжатия или растяжения, является отношение скоростей продольных и поперечных волн (Ржевский и др., 1969; Звягинцев, Короткова, 1973). Увеличение этого параметра происходит при сжатии (возрастает энергия продольных волн), а уменьшение — при растяжении (возрастает энергия сдвиговых волн).

Определение ориентированного в пространстве палеотектонического поля напряжений осуществляется с помощью структурно-петрофизических диаграмм. При анализе их исследуемые породы следует прежде всего разделить на две группы: в одну объединить все диаграммы недеформированных пород, а во вторую — деформированных.

Недеформированные породы и руды характеризуются петроструктурным типом анизотропии упругих свойств. Наблюдаемые на диаграммах минимумы и максимумы обусловлены ориентированным, упорядоченным расположением зерен породы, возникшим в результате однородного течения вещества. В связи с этим обычно положение максимума соответствует направлению течения (σ_1), а минимума — отражает направление сжимающих усилий (σ_3). В реальных средах структурные узоры на диаграммах имеют часто сложный вид с несколькими максимумами и минимумами и для их интерпретации следует привлекать данные о микроструктурных ориентировках минералов и о других физико-механических свойствах пород — пористости, параметре V_p/V_s , твердости и др. Это необходимо, чтобы более надежно оценить общие геодинамические условия формирования пород и обоснованно определить положение осей σ_1 и σ_3 . В направлении оси σ_1 , как правило, наблюдается повышенная проницаемость, меньшие значения V_p/V_s и более низкая твердость, а в направлении σ_3 — проницаемость более чем на поря-

док меньше, V_p/V_s достигает максимума и твердость на 20—30% выше, чем в среднем для данного образца.

Деформированные породы и руды обладают анизотропией физико-механических свойств, происхождение которой связано со сдвиговыми деформациями. На круговых диаграммах V_p находят отражение новообразованные системы микротрещин. При этом для абсолютно сухих образцов пояса высоких значений V_p соответствуют положению плоскостей микротрещин, а минимумы являются перпендикулярами к ним. На разностных диаграммах максимумы ΔV_p соответствуют перпендикулярам к плоскостям микротрещиноватости, а пояса минимальных значений ΔV_p располагаются в пределах этих плоскостей.

Выявленные таким образом системы микротрещин используются в дальнейшем для установления главных нормальных

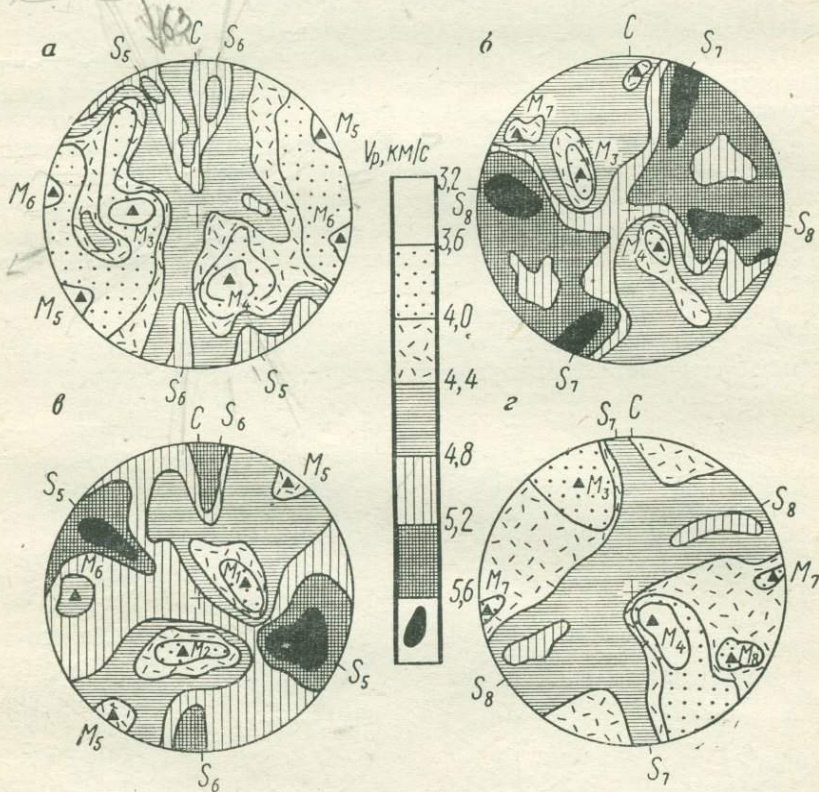


Рис. 22. Диаграммы скоростей продольных волн (120 замеров) для жильного кварца (а), порфировидных гранитов (б и в) и граносиенитов (г) месторождения Бом-Горхон.

M — минимумы скоростей, соответствующие перпендикулярам к системам микротрещин, S — пояса повышенных значений скоростей волн, соответствующие системам микротрещин разных этапов деформаций: M_1 и M_2 — первому, M_3 — M_6 , S_5 , S_6 — второму, M_7 , M_8 , S_7 , S_8 — третьему

осей напряжения. В качестве примера подобного анализа рассмотрим структурно-петрофизические диаграммы рудовмещающих пород Бом-Горхонского вольфрамового месторождения (Восточное Забайкалье) (Полянский, Старостин, 1976). Образцы для исследования были отобраны по профилю в висячем боку рудного тела вкрест его простирания. Всего изучено 20 штучков. В настоящей работе приведены обобщенные диаграммы рудного кварца, граносиенита и двух образцов порфиroidных гранитов, характеризующих главные особенности ориентировок (рис. 22 и 23).

Сравнение структурно-петрофизических диаграмм между собой выявляет некоторые общие черты изученных пород. Во всех образцах прослеживаются системы сопряженных вертикальных микротрещин, фиксируемых четырьмя поясами максимумов скоростей в координатах, несколько отличных друг от друга, и двумя системами пологих микронарушений.

В жильном кварце (см. рис. 22, а) системы вертикальных микротрещин имеют простирания $342-162^\circ$ и $8-188^\circ$, следовательно, максимальное сжатие было направлено по азимуту $172-352^\circ$, а растяжение — по азимуту $82-262^\circ$. Две системы пологих микротрещин выражены менее четко и восстанавливаются по минимумам M_3 и M_4 .

В образцах порфиroidных гранитов (см. рис. 22, б, в) выявляются четыре пары сопряженных систем микротрещин. Первая, наиболее ранняя, фрагментарно фиксируется минимумами M_1 и M_2 , соответствующими сопряженным пологим микротрещинам. Восстановленное по ним палеотектоническое поле напряжений (см. рис. 23, I) представлено плоскостью деформации,

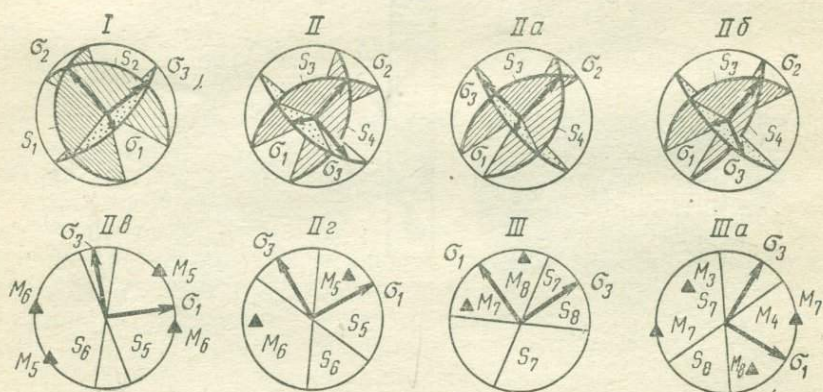


Рис. 23. Реконструированные палеотектонические оси напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных) по сопряженным системам микротрещин для первого (I), второго (II—II_г) и третьего (III, IIIа) этапов деформаций месторождения Бом-Горхон.

S_1 — S_4 — положение систем микротрещин, соответствующие минимумам M_1 — M_4 . Остальные обозначения см. на рис. 22

наклоненной на северо-запад под углом $70-80^\circ$. Подобный тип ориентировок наблюдается только в образцах порфиroidных гранитов. Вторая, также пологая сопряженная пара систем микротрещин, представленная минимумами M_3 и M_4 , отчетливо выражена во всех породах месторождения и рудных жилах. Реконструированное по этой системе поле напряжений характеризуется круто наклоненной на северо-восток плоскостью деформации. Третья система микронарушений представлена вертикальными микротрещинами северо-западного простирания (плоскости S_5 , S_6 , минимумы M_5 , M_6). Она сформировалась несколько позже второй, так как развита шире и сечет микротрещины второй системы. Эта система затушевывается только на участках, где активно проявились деформации, сформировавшие наиболее позднюю четвертую систему микротрещин (плоскости S_7 , S_8 и минимумы M_7 , M_8).

В граносиенитах (см. рис. 22, *г*) устанавливаются описанные ориентировки, за исключением наиболее ранней, фиксируемой в порфиroidных гранитах. Таким образом, намечаются три последовательных этапа деформации: первый привел к формированию пологих трещин, при втором образованы четыре системы трещин — две северо-восточного и две северо-западного простираний, третий характеризовался усилиями в горизонтальной плоскости и представлен вертикальными, меридиональными и широтными нарушениями.

Структурно-петрофизический анализ проводится с привлечением имеющегося геологического материала и прежде всего данных детального геолого-структурного картирования. С учетом особенностей литологического и химического состава и физико-механических свойств пород выделяются петрофизические группы пород в объеме рудного поля; намечаются образования, благоприятные для рудозамещения и служащие структурно-литологическими экранами; производится анализ всех видов структурных диаграмм для разновозрастных образований на основе изучения трещиноватости, разломов, ориентировки микротрещин и пор в породах, особенностей петроструктурных ориентировок минералов, природы объемной анизотропии пород и руд. В результате удастся выделить рудолокализирующие структуры и отметить последовательные палеотектонические поля напряжений в истории формирования рудных полей и месторождений.

ЧАСТЬ II
**СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ
ТИПЫ
КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ**

ГЛАВА I

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изучение колчеданно-полиметаллических рудных полей Алтая, Урала, Кавказа и других районов позволило выделить в истории их формирования синвулканические и поствулканические этапы. В течение каждого этапа образовывались определенные структурные парагенезисы, особенности строения которых определялись последовательно меняющимися палеотектоническими полями напряжений, петрофизическими характеристиками пород, фациальным составом рудовмещающих отложений и локальными конседиментационными структурами. Все эти факторы в значительной мере зависели от региональной структурно-металлогенической позиции рудных полей.

Синвулканические этапы охватывали периоды накопления осадочно-вулканогенных толщ, становления ранних субвулканических тел и формирования первичных вулканических структур (ранневулканические стадии). В дальнейшем происходила деформация вулканических структур, образование тел поздних субвулканических пород и автомагматических брекчий (поздневулканические стадии).

Поствулканические этапы по времени совпадали с позднегеосинклинальным, орогенным и посторогенным периодами тектоно-магматического развития и в свою очередь подразделялись на стадии и подстадии. Наиболее четко выражены два этапа: сининтрузивный, соответствующий времени внедрения гранитоидов, и этап поздней трещиноватости, приведший к формированию повсеместно развитых систем трещин скола, которые пересекали и смещали все известные на рудных полях породы, руды и более ранние разрывы.

Палеотектонические поля напряжений обычно многократно меняли пространственную ориентировку и интенсивность в течение всего периода образования рудоносных структур. Наряду с существенными изменениями при смене этапов (синвулканического поствулканическим или сининтрузивным) устанавливаются значительные вариации их в пределах отдельных стадий и подстадий. Здесь можно выделить два ряда палеотектониче-

ских полей напряжений. Первый характеризуется преобладанием на всех этапах и стадиях горизонтально ориентированных растягивающих усилий и круто направленных сжимающих. Для второго ряда устанавливается горизонтальное расположение как растягивающих, так и сжимающих усилий.

Физические свойства горных пород и руд заметно различаются для разных рудных полей и месторождений, что связано с особенностями строения и состава рудоносных магматических формаций. В связи с этим при металлогенических исследованиях целесообразно сопоставлять физико-механические свойства петрофизических рядов горных пород, в которые объединяются сформировавшиеся в единый тектоно-магматический этап образования (лавовые и субвулканические породы основного, среднего и кислого состава). На рудных полях, породы которых не метаморфизованы или претерпели слабый метаморфизм, выделяются сильно, умеренно и слабо дифференцированные петрофизические ряды пород; различия между ними отражают особенности проявления интрузивного и эффузивного магматизма и осадконакопления (рис. 24). Для рудных полей, сложенных метаморфизованными породами, выявляется тенденция в нивелировании значений физико-механических свойств для различных литологических разностей (табл. 7).

Локальные синвулканические структуры представлены: 1) разнообразными типами вулканических сооружений — от крупных центрального типа до цепи мелких вулканических аппаратов, 2) вулканическими депрессиями и вулканокуполами и 3) длительно развивавшимися разломами.

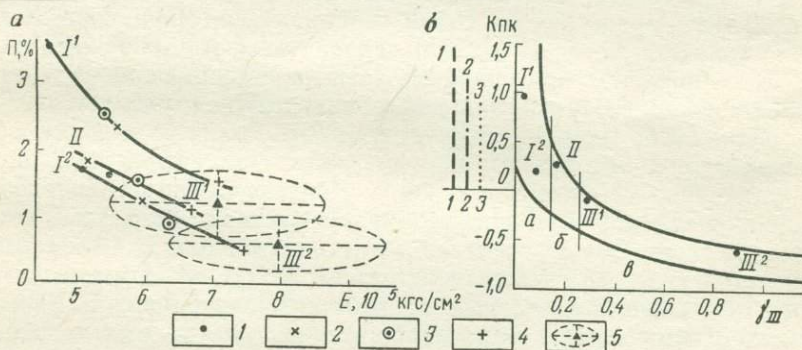


Рис. 24. Петрофизические ряды пород на рудных полях различного типа (а) и зависимость комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) вулкано-генных пород от величины пластической деформации ($\gamma_{ш}$) рудовмещающих толщ (средние значения для рудных полей (б) (см. табл. 7).

Для а: 1 — лавы основного состава; 2 — лавы кислого состава; 3 — субвулканические породы основного состава; 4 — то же, кислого состава; 5 — область концентрации значений физических свойств пород различных фаций.

Для б: степень деформации толщ: а — слабая, б — средняя, в — сильная. Слева приведены диапазоны изменений Кпк для: сильно (1—1), умеренно (2—2) и слабо дифференцированных (3—3) рядов пород

Петрофизическая характеристика эффузивных (1 и 2) и субвулканических (3 физических свойств)

Типы рудных полей	Число проб	Эффективная пористость, %				Условно-мгновенное насыщение А, %			
		1	2	3	4	1	2	3	4
I ¹	85	3,5	2,3	2,5	1,5	1,3	0,8	1,1	0,5
I ²	154	1,7	1,2	0,9	0,5	0,7	0,6	0,3	0,2
II	30	1,6	1,8	1,5	1,1	0,5	0,7	0,4	0,4
III ¹	210			1,2				0,5	
III ²	180			0,6				0,1	

Рудные поля: I — слабо деформированные (I¹ — Блявинские, I² — Лениногорское), II — ское, III² — Старковское и Стрежанское). 1 и 3 — образования основного состава, 2 и 4 —

В работе наиболее подробно рассматриваются рудные поля, принадлежащие двум типичным колчеданоносным провинциям — Рудному Алтаю и Южному Уралу.

РУДНЫЙ АЛТАЙ

Рудный Алтай, являющийся составной частью Юго-Западного Алтая, представляет собой герцинскую вторичную геосинклинальную систему, которая в девонскую эпоху располагалась в зоне сопряжения орогенной области каледонид Горного Алтая и Зайсанской геосинклинальной области (Хисамутдинов, 1974; Яковлев, 1976; Яковлев, Микунов, 1976). Границы с этими областями проходят по глубинным разломам северо-западного направления — Иртышскому и Локтевско-Караиртышскому (Нехорошев, 1966; Кропачев, 1973). На площади Юго-Западного Алтая выделяются вулканогенные геоантиклинали (Алейская, Синюшинская), или эвгеоантиклинали, по Д. И. Горжевскому (1973), и геосинклинальные прогибы (Быструшинский, Белоубинско-Маймырский), образовавшиеся на месте каледонского Алейско-Теректинского геоантиклинального поднятия субширотного простирания. Это поднятие, уже в раннем девоне характеризовавшееся корой континентального типа, является срединным массивом по отношению к герцинской геосинклинали Алтая (Принципы и методы..., 1972; Горжевский и др., 1976). В раннегеосинклинальную (доостровную) стадию на Рудном Алтае проявился вулканизм, с которым связано образование рудоносной базальт-липаритовой формации. Он мигрировал во времени

и 4) фаций рудоносной базальт-липаритовой формации (средние значения

Постоянная насыщения B , ч^{-1}				Модуль Юнга E , 10^8 кгс/см^2				Кпк
1	2	3	4	1	2	3	4	
0,28	0,26	0,30	0,38	4,6	5,6	5,4	7,1	1,01
0,22	0,26	0,19	0,20	5,1	6,0	6,4	7,5	0,21
0,16	0,18	0,12	0,12	5,5	5,2	6,9	6,7	0,27
		0,08				7,1		-0,20
		0,02				8,0		-1,45

средне деформированные (Николаевское), III — интенсивно деформированные (III' — Тишинского).

с востока на запад: эйфельский в пределах Синюшинской геодантиклинали (калинатровая серия) и позднеэйфельско-живетско-франский на площади Алейской геодантиклинали (калинатровая серия на северо-востоке и натровая — на юго-западе).

Схема структурно-металлогенического районирования, составленная по материалам Д. И. Горжевского, В. А. Комар, Г. Ф. Яковлева (1962), В. П. Нехорошева (1966), Н. Л. Бубличенко и др. (Принципы и методы..., 1972), Н. Н. Биндемана (1972), М. Г. Хисамутдинова (1974), В. И. Чернова (1974), В. С. Кузубного (1975), Д. И. Горжевского, М. Ф. Микунова, Е. И. Филатова (1976) и нашим наблюдениям, приведена в табл. 8.

Рудноалтайская металлогеническая зона, являющаяся частью полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая, разделяется на две подзоны: Змеиногорско-Зырянскую и Прииртышскую.

Змеиногорско-Зырянская металлогеническая подзона (Змеиногорско-Зырянская и Белоубинско-Маймырская подзоны, по М. Г. Хисамутдинову, 1972) приурочена к среднедевонскому геосинклинальному прогибу, выполненному образованиями гетерогенной базальт-липаритовой формации эйфель-живетского возраста, формирование которой сопровождалось интенсивными процессами синтексиса, ассимиляции и контаминации (Хисамутдинов, 1964; Гармаш и др., 1967). Для формации характерно преимущественное развитие пород экструзивной и эффузивной фаций мелководного происхождения (мощность 1—4 км). В составе ее основную роль играют кислые эффузивы:

Металлогеническое районирование Рудноалтайской металлогенической зоны

Подзона	Рудный район	Рудные поля		
		слабо деформированные (полого-складчатые)	средне деформированные	интенсивно деформированные (в зонах смятия)
Прииртышская	Березовско-Белоусовский			Березовско-Белоусовское, Иртышское
	Шемонаихинский	Сугатовское	Николаевское, Камышинское	
	Золотушинский	Золотушинское	Орловское	
Змеиногорско-Зыряновская	Рубцовский	Рубцовское		
	Змеиногорский		Березовское, Корбалихинское, Семеновское	
	Лениногорский	Лениногорское		Тишинское, Успенское, Шубинское, Стрежанское
	Зыряновский		Малеевское, Богатыревское, Зыряновское, Греховское	

липаритовые и дацитовые порфиры, их туфы, игнимбриты и вулканические брекчии, составляющие от 15 до 45% от общего объема пород и до 70% объема вулканических пород (Гончарова, 1976; Чернов, 1974). Подчиненное значение имеют лавы, реже туфы базальтовых порфиритов, иногда образующие выдержанные пачки (5—15% объема).

С вулканогенными породами по всему разрезу переслаиваются гравелиты, песчаники, известковистые и углистые алевролиты, а также вулканогенно-осадочные породы: туффиты и туфогенные песчаники (до 30% объема). Кроме потоков лав и экструзивных образований в строении формации участвуют две группы субвулканических тел: ранние, тесно связанные с эффузивными породами, формирующиеся одновременно с ними и

имеющие подобный состав, и поздние, завершающие становление формации. С последними тесно ассоциируют эксплозивные брекчии (Яковлев, 1972).

Базальт-липаритовая формация представляет собой результат периодически усиливающейся и затухающей деятельности многожерловых мелких вулканов центрального типа в морском бассейне на фоне погружения его дна и сопровождавшейся терригенной седиментацией. Основные и кислые вулканы формировались из самостоятельных магматических очагов и залегают обособленно. По химизму вулканические породы формации относятся к калинатровому типу нормального известково-щелочного ряда (Гончарова, 1976). Породы кислого состава, с повышенным содержанием калия и глинозема, имеют, видимо, анатектическое происхождение, что подтверждается нередко расчлененным, двухфазовым строением их, появлением игнимбритов и оригинальных ясно флюидальных брекчиевых пород. Вулканические породы основного и среднего состава, а также кислые эффузивы натриевого типа являются, вероятно всего, продуктами базальтовой толетивной магмы (Хисамутдинов, 1972; Чернов, 1974).

В тесной ассоциации с образованиями базальт-липаритовой формации развиты главным образом полиметаллические руды и менее колчеданно-полиметаллические. Описываемая металлогеническая подзона разделяется на четыре рудных района: Рубцовский, Змеиногорский, Лениногорский и Зырянский. Наши исследования проводились в основном в Лениногорском районе. Здесь выделяются три структурно-фациальные зоны (с запада на восток) — Кедровско-Бутачихинская, Лениногорская и Белоубинская. Первая и третья зоны сформировались на месте среднедевонских прогибов северо-северо-западного простирания (Быструшинского и Белоубинского), а вторая — на месте разделявшего их Синюшинского поднятия (Гармаш и др., 1967).

Для Кедровско-Бутачихинской и Белоубинской зон характерны: 1) интенсивный среднедевонский вулканизм (доля вулканогенных пород в разрезе достигает 35—40%, возрастание роли основного вулканизма, большие мощности базальт-липаритовой формации, наличие, наряду с мелкими, крупных вулканических сооружений); 2) медно-цинковый тип оруденения с резко подчиненным количеством свинца; 3) приуроченность месторождений к вулканическим сооружениям, к зоне контакта вулканических сооружений с перекрывающими осадочными толщами и к толщам переслаивания, захороняющим палеовулканы; 4) интенсивно дислоцированные рудные поля.

Лениногорской зоне свойственны: 1) полиметаллические месторождения; 2) более щелочной с преобладанием калия состав базальт-липаритовой формации, незначительное развитие основного вулканизма. Кислый вулканизм представлен почти исключительно пирокластической фацией, лавовые образования редки.

В центральной части зоны резко уменьшены мощности вулканогенной формации (10—15% общего объема пород); 3) широкое распространение экструзивных образований и мелких вулканических построек; 4) почти не деформированные либо смятые в нормальные складки (углы наклона крыльев 40—70°) рудные поля; 5) широкое развитие синвулканических разрывов и брахиформных складок; 6) приуроченность рудных районов к узлам пересечения крупных разломов северо-западного и широтного простирания (Яковлев, 1962; Авдонин и др., 1975).

Прииртышская металлогеническая подзона совпадает с геосинклинальным прогибом, выполненным образованиями липарит-базальтовой формации эйфельско-раннефаменского возраста. Она отчетливо фиксируется и по геолого-геофизическим данным, соответствуя юго-западному склону Рудноалтайского поднятия, которое выделяется подъемом поверхностей кристаллического фундамента, базальтового слоя и поверхности Моховичича (Иванкин, Любецкий, 1972). По данным В. Н. Пилипенко (1966), с эйфельского времени на этой территории в сложной тектонической обстановке протекали активные вулканические процессы. Вулканогенный материал поступал преимущественно в результате деятельности вулканов центрального типа и отлагался в лагунно-континентальной и морской обстановке. Начиная с позднего девона очаги активного вулканизма располагаются главным образом вдоль зоны Иртышского глубинного разлома. Здесь вулканическая деятельность проявлялась в условиях мелководного морского бассейна. В франском веке извергались базальтовые, андезитовые и липаритовые лавы и их пирокласты, а в фаменском — отлагался вулканогенный материал базальтового, андезитового и реже дацитового состава.

Описываемая подзона характеризуется развитием рудных полей медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. В их строении важную роль играют вулканические сооружения средне-позднедевонского возраста. В качестве примера можно отметить впервые выделенные П. Ф. Иванкиным (1957) палеовулканы на Золотушинском рудном поле (среднедевонский) и на участке Титовского и Гериховского месторождений (франский). В последние годы работами В. А. Наумова (1973) убедительно показана важная роль вулканических сооружений в структуре Николаевского рудного поля.

Особенность рудных полей подзоны — широкое участие в их строении продуктов базальтовой толеитовой магмы. Вулканогенные породы слагают 60—80% рудовмещающих серий, при этом от 20 до 40% приходится на долю основных и средних пород. Коэффициент эксплозивности колеблется от 35 до 60%. Общая мощность вулканической формации 2500—4500 м (Чернов, 1974).

В пределах Прииртышской металлогенической подзоны выделяются три наиболее крупных рудных района: Березовско-Белоусовский, Шемонаихинский и Золотушинский.

Березовско-Белоусовский район детально освещен в работах В. П. Нехорошева (1958), Г. Д. Ажгирея и П. Ф. Иванкина (1952). Он представляет собой узкую (15—30 км) полосу интенсивно метаморфизованных палеозойских вулканогенно-осадочных пород, приуроченных к зоне Иртышского глубинного разлома, являющегося юго-западной границей Рудноалтайской металлогенической зоны. На данной территории расположены сильно дислоцированные рудные поля с широко развитой изоклинальной складчатостью. Преобладающим типом руд на месторождениях является медноколчеданный, иногда значительно обогащенный свинцом. Промежуточное положение зоны между областями развития средне-верхнедевонских песчано-сланцевых формаций Калбы на юго-западе и соответствующих им по возрасту существенно вулканогенных отложений на северо-востоке определило и переходный тип разреза развитых здесь отложений — фациальное замещение вулканитов песчано-сланцевыми образованиями.

Шемонаихинский и Золотушинский рудные районы характеризуются максимальным развитием средне-позднедевонского вулканизма, широко проявленной вулканической тектоникой, наличием палеовулканических сооружений. В их пределах рудные поля либо слабо дислоцированы, либо смяты в нормальные складки (наклоны крыльев 40—50°). Общий состав руд колчеданный, колчеданно-полиметаллический, медноколчеданный.

ЮЖНЫЙ УРАЛ

Уральская геосинклиналь ордовикско-позднепалеозойского возраста в отличие от геосинклинали Рудного Алтая является первичной и заложилась на коре океанического типа. Южно-уральский сегмент ее приурочен к зоне сопряжения платформы (континента) на западе и геосинклинальной области (океана) — на востоке.

Колчеданные месторождения Урала образовались в раннюю стадию развития уральской геосинклинали (ордовик—средний девон) и пространственно и генетически связаны с вулканогенными формациями натровой серии базальтоидного магматизма (Смирнов, 1976; Иванов, Логинов, 1965; Природа уральской... , 1972). В соответствии со структурно-формационным районированием М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцова (1974) раннегеосинклинальные герцины Урала развиты в трех обособленных разновременных эвгеосинклиналях — Медногорско-Тагильской, Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской, представляющих собой субпараллельные палеоостровные дуги.

На Южном Урале на площадях отмеченных эвгеосинклиналей выделяются конседиментационные, также раннегеосинклинального заложения поднятия и прогибы, различающиеся фациями и мощностями вулканогенно-осадочных серий и геолого-структурными особенностями приуроченных к ним рудных полей колчеданных месторождений. В металлогеническом отношении выделенным эвгеосинклиналям соответствуют колчеданные пояса (Яковлев и др., 1966; Основные принципы... , 1973).

Медногорско-Тагильский пояс. В южной его части выделяется Сакмарский антиклинорий, образовавшийся на месте Медногорской геосинклинали, развивавшейся в начальную подстадию раннегеосинклинальной стадии (ордовик — ранний девон). Осевая часть этого прогиба представляла собой вулканический трог субмеридионального простираия, на месте которого в силуре и раннем девоне формировалась Блявинско-Киндерлинская зона, состоящая из серии брахисинклиналей (Чебакинская, Блявинская, Утягуловская и др.) и расположенных между ними поперечных антиклиналей (Беркутовская, Кураганская и др.). В данной зоне располагаются самые древние из известных на Южном Урале колчеданные месторождения, возраст которых силур — ранний девон. Они тесно связаны с контрастной липарит-базальтовой формацией. Наиболее характерным примером может служить Блявинское рудное поле (структура его будет рассмотрена далее).

Западно-Магнитогорский колчеданный пояс. Характеризуется наиболее интенсивным геосинклинальным вулканизмом и связанным с ним колчеданным оруденением (Гайское, Сибайское, Бурибайское, Октябрьское и другие рудные поля). Здесь с запада на восток выделяются структурно-формационные зоны — Присакмарская, Тубинско-Гайская, Ирендыкская и Истамгулово-Сибайская, различающиеся по режиму развития, времени стабилизации и металлогеническим характеристикам. В пределах пояса широко распространены образования как непрерывной последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой, так и контрастно дифференцированной базальт-липаритовой формации. Диапазон формирования колчеданного оруденения — конец раннего силура — начало среднего девона (Колчеданные месторождения... , 1973; Структурный... , 1975; Кривцов, 1975).

Восточно-Магнитогорский колчеданный пояс. Пояс представлен колчеданно-полиметаллическими месторождениями позднесилурийско-франского возраста, которые связаны с раннегеосинклинальной липарит-андезит-базальтовой формацией, точнее с ее поздними субвулканическими телами. Однако полиметаллическая минерализация ассоциирует с дайками жильных пород, входящих в состав ранне-позднегеосинклинальной гранодиорит-сиенитовой формации. Эта формация включает среднедевонский ащебутацкий и нижнекаменноугольный магнито-

горский комплексы — производные базальтоидной магмы, породившей в раннегеосинклиналиную стадию колчеданосные вулканические комплексы. Полигенные месторождения приурочены к антиклинальным структурам синвулканического заложения, испытавшим длительное развитие и сложенным породами раннегеосинклиналиного липарит-базальтового комплекса среднедевонского возраста (Ащебутакское рудное поле). В позднегеосинклиналиную стадию эти структуры в ряде случаев были сильно усложнены дополнительными кулисными складками, зонами повышенного рассланцевания и трещиноватости (Джусинское рудное поле).

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

При изучении структурных, петрофизических и тектонофизических условий, при которых локализовались колчеданно-полиметаллические руды в палеовулканических областях, мы опирались прежде всего на фундаментальные исследования М. В. Гзовского по выявлению и систематике ведущих механизмов деформирования земной коры (Гзовский, 1959, 1963, 1975). Анализ данных по рудным полям Южного Урала, Рудного Алтая и других провинций показал, что современный облик каждая рудоносная структура приобрела под воздействием набора различных механизмов деформирования. В одних случаях намечается последовательное их проявление, в других — одновременное действие нескольких механизмов. За основу геодинамической классификации рудных полей нами приняты палеотектонические обстановки, существовавшие в наиболее продуктивные предрудные и рудные этапы и стадии. По этим признакам выделяются два типа полей. Первый формировался в обстановке растяжения, а второй — в обстановке сжатия (рис. 25). По набору механизмов деформирования каждый из выделенных типов разделяется на ряд подтипов.

I тип — рудные поля в областях растяжения. Различаются два подтипа, формировавшихся при деформации: а) поперечного изгиба, б) горизонтального растяжения при продольнозональном укорочении. Первые приурочены к вулканогенным геантиклиналям, вторые — к вулканотектоническим депрессиям. Для обоих подтипов характерно широкое развитие вулканических структур, сформировавшихся в синвулканические этапы, устойчивое палеотектоническое поле напряжений с горизонтальными, поперечными к генеральному простиранию структуры растягивающими усилиями и слабо проявленными поствулканическими и пострудными деформационными процессами, преобладание петроструктурного типа анизотропии физико-механических свойств.

II тип — рудные поля областей сжатия. Формировались в условиях, когда минимальные и максимальные главные

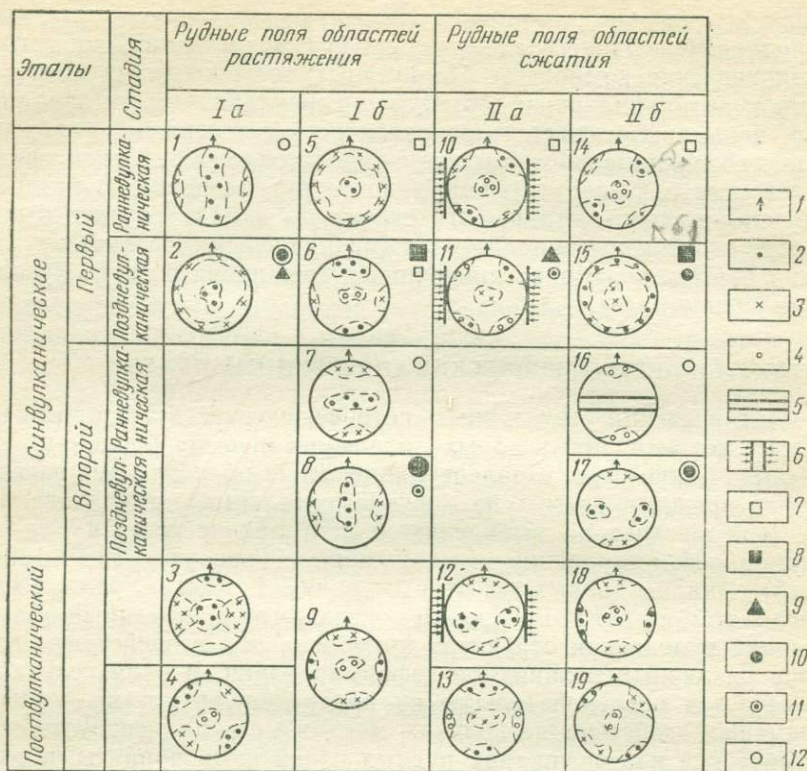


Рис. 25. Этапы формирования рудоносных структур и тектонофизические условия образования рудных залежей.

1 — генеральное простирание структуры; 2—4 — оси главных нормальных напряжений: 2 — минимальных, 3 — максимальных, 4 — промежуточных; 5 — проекция плоскости деформации; 6 — дополнительное боковое сжатие; 7—9 — вулканогенно-осадочное рудообразование: 7 — колчеданное, 8 — медноколчеданное, 9 — колчеданно-полиметаллическое; 10—12 — эпигенетическое гидротермальное рудообразование: 10 — медноколчеданное, 11 — колчеданно-полиметаллическое, 12 — колчеданное. (Крупный знак — основная масса руд.) Рудные поля областей: 1а — поперечного изгиба, 1б — горизонтального растяжения при продольнозональном укорочении, 11а — горизонтального поперечного сжатия, 11б — продольнозонального сдвига.

нормальные напряжения действовали преимущественно в горизонтальной плоскости, а промежуточные — в вертикальной. При этом проявилось несколько механизмов деформирования: поперечное и продольное сжатие, горизонтальное сжатие при продольном удлинении и все варианты продольнозонального сдвига (горизонтального, вертикального и комбинированного). Рудные поля сложены вулканогенно-осадочными толщами, в строении которых широко распространены пирокластические образования. Петрофизические ряды пород характеризуются умеренной дифференциацией с невысокими значениями пористости, показателей насыщения и несколько пониженными значе-

ниями упругих параметров. Различия между величинами физических и механических свойств для различных фаций вулканизма в пределах одного петрофизического ряда невелики.

Среди большого разнообразия подтипов, выделяемых по набору ведущих механизмов деформирования, рассмотрим только наиболее распространенные. К ним относятся рудные поля зон: а) горизонтального поперечного сжатия при продольнозональном удлинении и б) продольнозонального сдвига.

ГЛАВА 2

РУДНЫЕ ПОЛЯ ОБЛАСТЕЙ ПОПЕРЕЧНОГО ИЗГИБАНИЯ (ПОДТИП Ia)

Структуры колчеданно-полиметаллических рудных полей, возникшие, в результате деформации поперечного изгиба, широко распространены в металлогенических провинциях различного типа. В палеовулканических геосинклинальных областях они ассоциируют с крупными геоантиклинальными поднятиями, формирование которых тесно связано с процессами раннегеосинклинального магматизма. Рудные поля сложены в основном вулканогенно-осадочными образованиями. Значительно распространены сложные экструзивные, лавовые и субвулканические тела. Для развитых здесь петрофизических рядов пород характерны небольшие различия в физико-механических свойствах лавовых, экструзивных и субвулканических образований и их общая повышенная плотность, упругость, низкая пористость и проницаемость по сравнению с подобными рядами пород других типов рудных полей (см. табл. 7 и рис. 24). Экструзивно-лавовые и субвулканические тела вкраплены в однородную по физическим свойствам вулканогенно-осадочную толщу, обладающую низкими величинами пористости, параметров насыщения, коэффициента Пуассона и высокими величинами модуля Юнга и сдвига (табл. 9, типы Р и Т). Это исключительно хрупкие, слабопроницаемые породы, среди которых изредка встречаются прослои и линзы высокопористых и проницаемых туфов и осадочных пород.

Общей тенденцией в истории формирования рудоносных структур здесь является последовательная смена палеотектонических полей напряжений, характерная для длительно формировавшихся крупных складок поперечного изгиба (вулканогенных геоантиклиналей). Рудные поля подобного типа приурочены к сводовым частям, реже флангам поднятий, где на протяжении всего периода их роста господствовала обстановка латерального растяжения. Преобладающими направлениями растягивающих усилий являлись поперечные (горизонтальные), а сжимающих — продольные (наклонные, вплоть до вертикальных) к общему простиранию геоантиклинали (см. рис. 25).

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород	Породы	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Параметры насыщения		Проницаемость, мД	Упругость					Твердость по Бринеллю	Прочность на сжатие, кгс/см ²	Кпк
				А, %	В, ч ⁻¹		скорости ультразвуковых волн, км/с		коэффициент Пуассона	модули				
							продольных	поперечных		Юнга E, 10 ¹⁰ кгс/см ²	сдвига G, 10 ⁸ кгс/см ²			
О	Диабазы, липаритовые порфиры	2,76	2,65	0,68	0,30	$1 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-4}$	5,12	3,05	0,21	5,80	2,64	240	1350	0,56
П	Туфы, туффиты основного, смешанного и кислого состава	2,60	4,42	0,94	0,25	$> 1 \cdot 10^{-2}$	4,52	2,64	0,24	5,20	2,20	40	400	1,10
Р	Кремнистые алевролиты, туффиты, пепловые туфы	2,65	0,40	0,03	0,02	$< 1 \cdot 10^{-4}$	5,35	3,43	0,11	7,25	2,90	350	2200	1,44
С	Алевролиты, аргиллиты	2,71	0,30	0,01	0,04	$< 1 \cdot 10^{-4}$	5,05	2,60	0,35	6,10	2,25	115	830	0,50
Т	Липаритовые и дацитовые порфиры (лавы, экструзии и субвулканические тела)	2,60	2,18	0,54	0,23	$1 \cdot 10^{-4}$	5,56	3,37	0,16	7,05	3,03	330	1940	1,10

В начальные синвулканические этапы активно формировались продольная и поперечная системы крутопадающих разломов, определившие блоковую структуру рудных полей и пространственное размещение фаций вулканитов. В это время образуются цепочки многочисленных мелких субвулканических тел и экструзивно-эффузивных куполов; осадкообразование происходит в мелководном морском бассейне в обстановке частых размывов и переотложений; по конседиментационным крутопадающим разломам сбросовые движения отдельных блоков нередко приводили к образованию мелких грабенов.

В поздневулканические стадии в отличие от ранневулканических сжимающие усилия ориентировались почти исключительно вертикально, а растягивающие в горизонтальной плоскости имели поясовое распределение. Неравномерные движения блоков и локальные изгибы в связи с тектоническими напряжениями, продолжавшими формирование геоантиклиналей, приводили к образованию осложняющих сводовую часть данной структуры мелких антиклиналей и брахиантиклиналей, в каждой из которых возникали радиальные системы крутопадающих трещин скола. Продольные системы ранних разломов в это время могли быть рудоподводящими. По ним рудные растворы поднимались в верхние горизонты, насыщая по пути формирующиеся в это время системы трещин, полости отслаивания и поровое пространство пород. Общая скорость течения раствора, естественно, будет замедляться, поскольку по мере подъема гидротермальной колонны будет падать градиент давления за счет значительного увеличения объемов свободного пространства. Ориентировочные подсчеты, произведенные нами на Лениногорском рудном поле, показали, что в пределах рудовмещающей толщи кремнистых алевролитов и туффилов крюковской свиты объем, занятый гидротермальными рудными жилами, в направлении к верхним горизонтам увеличивается на 1—1,5% на каждые 100 м.

При фильтрации растворов, содержащих цветные металлы либо в форме комплексных ионов, либо хлоридов, протекали реакции минералообразования, приведшие к формированию как теоретически рассчитанной, так и наблюдаемой на конкретных рудных полях следующей фациальной зональности сульфидных минералов вдоль пути фильтрации раствора: халькопирит—сфалерит—галенит (Смирнов, 1957, 1963; Голубев, Шарاپов, 1974).

В зависимости от петрофизических особенностей рудовмещающей серии пород условно выделяется два типа разреза: слабо пористый, упругий, массивный (тип Р) и пористый, хрупкий (тип П). Первый наиболее широко распространен. Для него характерно преобладающее развитие на нижних горизонтах жильных рудных тел, а на верхних (сводовые части антиклиналей и брахиантиклиналей) — пластовых, караваяобразных

и куполовидных рудных тел под экранами пластичных непроницаемых пород. Руды брекчиевидной текстуры содержат обломки вмещающих пород и руд. Подчиненно распространены вкрапленные и метасоматические руды, приуроченные исключительно к редким прослоям и линзам высокопористых пород. Этот петрофизический тип разреза способствовал тому, что часть рудоносных растворов достигала поверхности и формировала здесь вулканогенно-осадочные рудные залежи (рис. 26).

Для второго типа разреза, характеризующегося широким развитием высокопористых, хрупких, малопрочных пород, более типичны гидротермально-метасоматические залежи вкрапленных и сплошных руд, менее распространены жильные и маловероятно образование вулканогенно-осадочных залежей.

Неравномерность в формировании геоантиклинали приводила к неравномерному развитию сети продольных и поперечных разломов, вскрывающих и выводящих в верхние горизонты

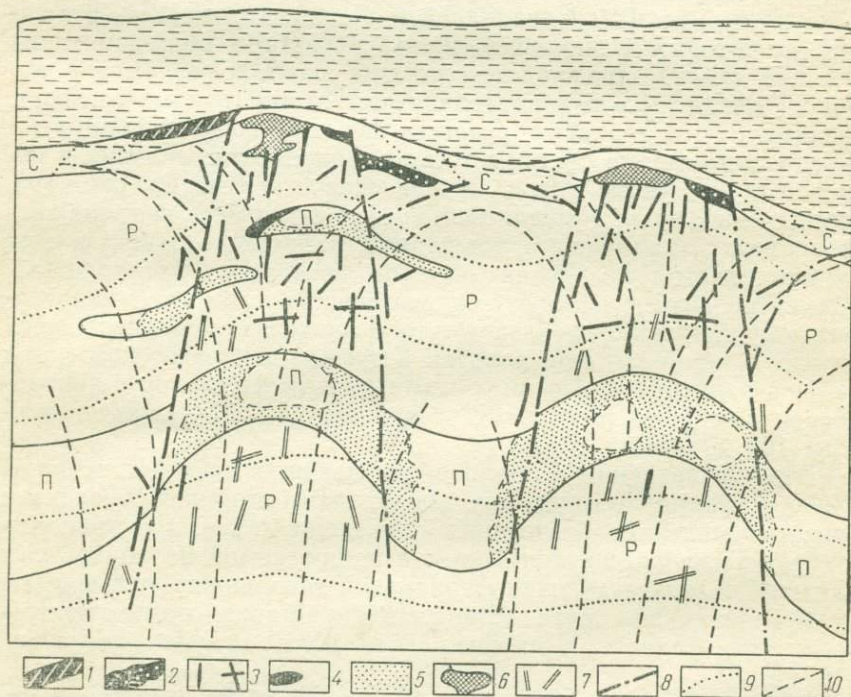


Рис. 26. Схематический разрез месторождения, приуроченного к структуре поперечного изгиба.

1-7 — рудные тела: 1 — полиметаллические вулканогенно-осадочные, 2 — полиметаллические, существенно свинцовые сплошные эпигенетические, 3 — полиметаллические жильные, 4 — полиметаллические сплошные гидротермально-метасоматические, 5 — колчеданно-полиметаллические прожилково-вкрапленные, 6 — полиметаллические в кварц-баритовых куполах, 7 — медноколчеданные жильные; 8 — разломы; 9-10 — траектории главных осей напряжений: 9 — максимальных, 10 — минимальных. С, Р, П — петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород (см. табл. 9)

структуры рудоносные растворы, а это в свою очередь являлось одной из основных причин стадийности рудообразования.

Помимо разрывов, возникших под воздействием регионального палеотектонического поля напряжений, в течение синвулканических и сининтрузивных этапов образовывались локальные кольцевые и радиальные системы разломов и трещин, происхождение которых было связано с формированием вулканических сооружений или отдельных субвулканических и интрузивных тел. Пространственные соотношения между зонами развития кольцевых и радиальных разрывов, обрамлявших магматические тела, определялись глубиной их формирования, давлением, создаваемым магмой во фронтальной части внедрявшейся колонны, формой магматической колонны и абсолютными значениями и анизотропией физико-механических свойств рудовмещающих толщ (Yokoyama, 1971; Koide, Bhattacharji, 1975; Гзовский, 1975).

В пострудное время, в сининтрузивные этапы, палеотектонический режим часто характеризовался унаследованными палеотектоническими полями напряжений. Интрузии гранитоидов внедрялись в уже существующие антиклинорные структуры, активно метаморфизовали ранее сформировавшиеся вулканогенно-осадочные породы и руды. В более поздние этапы в зависимости от региональных особенностей тектоно-магматического развития металлогенической провинции тектонический режим обычно существенно менялся. На Рудном Алтае, например, в это время образовывались сдвиги с сопутствующими им системами трещин скола и отрыва.

Наиболее типичный представитель рассматриваемого структурно-петрофизического подтипа — Лениногорское рудное поле на Рудном Алтае. К этому же подтипу относятся Ащебутакское и Гайское рудные поля на Южном Урале.

ЛЕНИНОГОРСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Изучению одного из старейших объектов Рудного Алтая — Лениногорского рудного поля посвящены работы геологов Н. Н. Курека и П. П. Бурова (1934), Б. И. Вейц (1953), Г. Н. Щербы (1957, 1974), К. Ф. Ермолаева (1957, 1972), В. В. Попова (1968, 1973), Б. Л. Чепрасова, И. В. Покровской, О. А. Ковриго (1972) и др. Почти все они отмечали важность структурных факторов в локализации руд, однако специальные геолого-структурные исследования практически не проводились. Выполненное нами изучение рудного поля и расположенных в его пределах месторождений основывается на использовании большинства современных методов структурного анализа, включая тектонофизический, микроструктурный и структурно-петрофизический (Старостин и др., 1973, 1976; Сандомирский, Старостин, 1975).

Лениногорское рудное поле приурочено к пологоскладчатым вулканогенно-осадочным породам среднего девона, формирующим широтную синклинальную складку в осевой части Синюшинского антиклинория. Основание разреза здесь представлено метаморфической толщей (кварц-альбит-эпидотовые и кварц-хлорит-актинолитовые сланцы) ранне-среднепалеозойского, возможно ранне-среднедевонского возраста (Гончарова, Авдонин, 1973). Эта толща согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными среднедевонскими отложениями, подразделяемыми на четыре свиты (снизу вверх): лениногорскую, представленную осадочно-вулканогенными породами кислого и смешанного состава, крюковскую вулканогенно-осадочную, характеризующуюся преобладанием среди вулканитов туфов кислого состава, а среди осадочных пород — терригенных тонкообломочных разностей с примесью вулканогенного материала, ильинскую осадочно-вулканогенную основного и среднего состава, сокольную вулканогенно-осадочную, вулканогенная часть которой представлена эффузивно-экструзивными пластовыми залежами липаритовых порфиров (Авдонин и др., 1974), а осадочная — тонкообломочными терригенными породами.

В строении девонского разреза суммарной мощностью 2—2,5 км выделяется два крупных ритма. Нижний состоит из лав липаритовых и дацитовых порфиров, сменяющихся мощной толщей пирокластов кислого состава (лениногорская свита), над которыми залегает пачка осадочных пород (крюковская свита). Завершают ритм эффузивы и пирокласты основного и среднего состава (ильинская свита). Верхний ритм начинается излияниями лав биотитовых липаритовых порфиров сокольной свиты с перекрывающими их маломощными пластами туфов и туффигов кислого состава. Далее следует мощная толща осадочных (алевролиты, аргиллиты) пород, в верхней части с пачкой миндалекаменных базальтовых порфиров.

Субвулканические образования подразделяются на ранние и поздние (Яковлев, 1972). Ранние представлены дайками и sillами андезито-базальтовых порфиритов, синхронными с эффузивами ильинской свиты, а также дайками и штоками липаритовых порфиров, ассоциирующими с эффузивами кислого состава лениногорской и сокольной свит. К поздним относятся дайки и sillы андезито-базальтовых порфиритов и диабазов, прорывающие отложения сокольной свиты. Условно к поздним телам отнесены также дайки и штоки липаритовых порфиров, залегающие среди пород крюковской свиты (гора Риддерская) и встреченные на участках развития жерловых фаций липаритовых порфиров сокольной свиты. Возраст поздних субвулканических тел средне-позднедевонский. По особенностям литологического, химического и фациального состава девонские образования могут быть отнесены к раннегеосинклинальной контрастной базальт-липаритовой формации.

С севера и юга Лениногорское рудное поле ограничено гранитоидами Синюшинского и Ивановского массивов. С ними тесно связана жильная серия, представленная дайками, жилами, штоками и силлами гранит-порфиров, микрогранитов, гранофилов, липаритовых порфиров, диоритов, габбро-диоритов, диабазов и габбро-диабазов. В. С. Кузевный (1975) в составе данного комплекса выделяет четыре фазы становления полнокристаллических пород: 1) габброидную, 2) гранодиоритовую, 3) гранит-плагиогранитную и 4) гранитную. В каждой фазе различаются породы главной интрузивной фазы, дополнительных интрузий и жильных отщеплений. Образования гранит-плагиогранитной и гранодиоритовой фаз составляют 80—90% пород комплекса. В районе горы Круглой дайки гранитов и гранит-порфиров пересекают поздние субвулканические тела липаритовых порфиров. Основная масса гранитоидов и связанных с ними жильных пород большинством исследователей (Щерба, 1957; Осипов, 1962; Чернов, 1974 и др.) относится к интрузиям змеиногорского комплекса раннекаменноугольного возраста. Однако для части интрузивных пород из южной периферии Синюшинского массива на основании повышенной измененности и высокой концентрации жильных образований, а также находок галек гранитов в конгломератах крюковской свиты Н. Н. Куреком и П. П. Буровым (1934), а вслед за ними и Г. Н. Щербой (1957) предполагался каледонский возраст.

В юго-восточной части рудного поля, в районе гор Чашевитка и Чесноковка, широко развиты силлы гранофилов, почти согласных с алевролитами сокольской свиты, образующими здесь пологую синклиналь. Непосредственно в рудной зоне из интрузивных образований встречается только серия крутопадающих диабазовых даек северо-восточного простирания. Они пересекают рудные тела и гидротермально-метасоматические породы и являются пострудными.

Структура рудного поля

Рудное поле приурочено к северо-восточной части пологой Лениногорской синклинальной складки широтного простирания, которая с севера и юга ограничена полями развития гранитоидов и нерасчлененных ниже-среднепалеозойских метаморфических пород. Углы падения на крыльях синклинали 20—25°. В ядре обнажаются липаритовые порфиры и алевролиты сокольской свиты, на северном крыле — отложения лениногорской, крюковской и ильинской свит, на южном крыле, северо-восточном и юго-западном замыканиях синклинали наблюдаются выходы туфов среднего состава ильинской свиты. Лениногорская синклиналь с гранитоидами Синюшинского массива и ниже-среднепалеозойскими породами сочленяется по Северному надвигу. По данным геолого-структурного картирования в районе

Ильинского месторождения и к северу от него амплитуда перемещения по надвигу не превышала 200—300 м. Южная граница синклинали проходит по предполагаемому Обручевскому разлому, отделяющему среднедевонские отложения от гранитоидов Ивановского массива. На западе граница рудного поля с Кедровско-Бутачихинской зоной проводится по Второму Громатушинскому разлому, осложняющему ядерную часть узкой Громатушинской антиклинали западно-северо-западного простирания, на востоке — с Успенско-Карелинской зоной по Успенскому надвигу, падающему на северо-северо-восток под углами 12—30° и выраженному мощной зоной рассланцевания.

Лениногорская синклинали осложнена более мелкими антиклинальными и синклиналиными складками. Наиболее крупная из них — Северная антиклиналь прослеживается вдоль ее северного крыла на расстоянии 10—12 км при ширине 2—3 км; падение пород на крыльях 15—20°, иногда до 30°. Наиболее древние отложения, обнажающиеся в ядре складки, — агломератовые туфы лениногорской свиты. В породах ильинской свиты наблюдается тенденция к сокращению мощностей в сводовой части антиклинали.

Южнее картируется Центральная антиклиналь, также субширотного простирания. Она выражена только в породах сокольной свиты и связана с формированием экструзивного сооружения, сложенного породами кислого состава.

Обе субширотные антиклинали в свою очередь осложнены более мелкими складками. Рассмотрим некоторые из них, откартированные в пределах наиболее изученной Северной антиклинальной структуры. Здесь выделяются следующие брахиформные складки: антиклинальные Риддерская, Крюковская, Быструшинская, Юго-Западная и Сокольная и синклинали Заводская, Белкина, Южно-Сокольная и Юго-Восточная (рис. 27).

Риддерская брахиантиклиналь имеет изометричные в плане очертания, размеры ее 1,5 км в поперечнике. Со всех сторон она ограничена разломами. В ядре антиклинали обнажаются пологозалегающие (10—15°) грубообломочные туфы и туффиты крюковской свиты. Падение крыльев крутое (до 60°), сложены они осадочными породами крюковской свиты и мелко-среднеобломочными туфами ильинской свиты.

Крюковская брахиантиклиналь непосредственно с востока примыкает к Риддерской и имеет близкие с ней форму и размеры. С востока и запада брахиантиклиналь ограничена сбросами, на севере осложнена Северным надвигом, а южное крыло полого (10—20°) погружается на юг. Ядро складки сложено теми же фациями, что и в Риддерской антиклинали, но принадлежащими к лениногорской свите, а на крыльях развиты вулканогенные отложения крюковской свиты. Особенностью описанных структур является: 1) преобладающее развитие вулканогенных

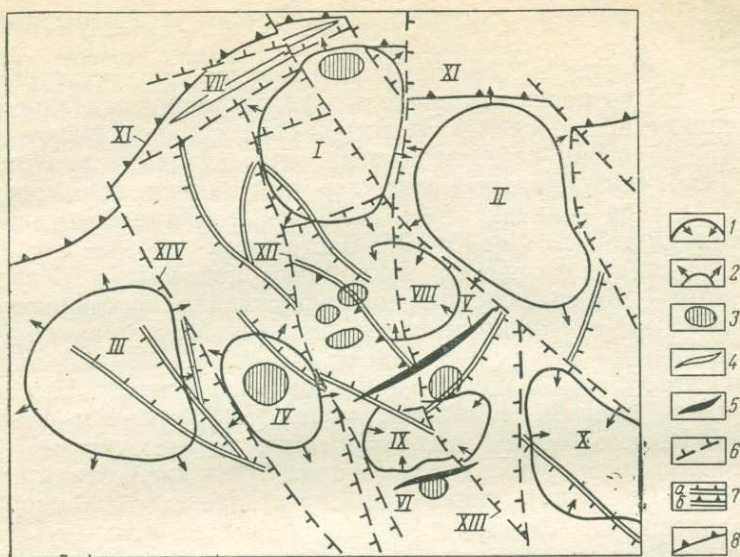


Рис. 27. Структурная схема Риддер-Сокольского месторождения.

1—2 — контуры по изогипсе 650 м кровли крюковской свиты: 1 — брахисинклиналей, 2 — брахиантиклиналей; 3 — кварц-баритовые купола; 4 — оси синклиналей; 5 — оси антиклиналей; 6 — досреднедевонские сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги; 7 — средне-позднедевонские сбросы (а) и взбросы (б); 8 — позднепалеозойские надвиги.
 Брахиантиклинали: I — Риддерская, II — Крюковская, III — Быструшинская, IV — Юго-Западная; антиклинали: V — Сокольная, VI — Южно-Сокольная, VII — Заводская грабен-синклиналь; брахисинклинали: VIII — Белкина, IX — Южно-Сокольная, X — Юго-Восточная; XI — Северный надвиг; сбросы: XII — скважин 50—53, XIII — шахты Николаевской, XIV — Западный

фаций и широкое распространение среди них крупнообломочных глыбовых разностей; 2) закономерное увеличение размеров обломков в глыбовых туфах по мере приближения к центральным частям структур; 3) наличие повышенных количеств ранних и поздних субвулканических тел. На основании изложенных фактов Г. Н. Щерба (1957) пришел к заключению о вулканогенной природе этих брахиантиклиналей. Мы присоединяемся к мнению Г. Н. Щербы и считаем, что данные структуры относятся к вулканотектоническим горстообразным поднятиям. По времени заложения они среднедевонские конседиментационные, поскольку по ограничивающим их разломам происходит резкая смена фаций и мощностей крюковской и ильинской свит.

Быструшинская брахиантиклиналь в отличие от Риддерской и Крюковской представляет собой пологое сводовое поднятие, размеры ее в поперечнике около 1 км. На западном, южном и восточном его крыльях углы падения пород 20—30°, на северном 5—10° и в сводовой части 1—3°. В строении брахиантиклинали принимают участие главным образом осадочные породы крюковской свиты; мощность туфов и туффицитов

ильинской свиты на крыльях 20—30 м, а в сводовой части 15—20 м.

Юго-западная и Сокольная антиклинальные структуры, более мелкие по масштабу, сложены вулканогенно-осадочными отложениями крюковской и ильинской свит и представляют собой пологие поднятия, осложненные малоамплитудными разломами.

Среди синклинальных структур выделяются два морфологических типа — линейный (Заводская и Южно-Сокольная) и брахиформный (Белкина и Юго-Восточная).

Заводская синклиналь, полностью перекрытая Северным надвигом, — это грабен-синклинальная складка, простирающаяся на 1,5—2 км в субширотном направлении при ширине 300—500 м. Породы на крыльях падают под углами 20—40°, шарнир погружается (5—10°) в юго-западном направлении. Центральная часть прогиба заполнена мощной (300—350 м) толщей туфов среднего состава ильинской свиты, залегающих также на вулканогенных породах (туфах и туффитах) крюковской свиты.

Южно-Сокольная синклиналь простирается в субширотном направлении на 700—800 м, падение пород на крыльях 15—35°. Ядро складки на 13-м горизонте сложено кремнистыми алевролитами и тонкообломочными туффитами крюковской свиты.

Брахисинклинали Белкина и Юго-Восточная в плане имеют изометричные очертания и размеры 0,8—1 км; падение пород пологое (15—20°); сложены исключительно вулканогенно-осадочными образованиями крюковской свиты.

Еще более мелкими структурами, осложняющими описанные брахантиклинали, являются кварц-баритовые купола, детально изучавшиеся Б. Л. Чепрасовым (1963). Всего известно около 20 куполов. Размеры их колеблются в широких пределах: диаметр основания от 30 до 250 м, высота от 10 до 60 м. Углы падения пород на крыльях куполов изменяются от 18—30° в периферических частях до 60° — в центральных. Все купола приурочены к пластовым зонам отслоения и дробления на контакте алевролитов и кремнистых пород крюковской свиты. Контакты с алевролитами в апикальных частях куполов согласные, боковые же контакты часто секущие.

Наряду со складчатыми структурами на рудном поле широко развиты разломы. По времени заложения условно их можно разделить на три группы: досреднедевонские, средне-позднедевонские и позднепалеозойские.

Досреднедевонские разломы представлены двумя сопряженными системами — субширотной (разломы Заводской, Риддерский, Филипповский) и субмеридиональной (Западный, шх. Николаевской, шх. Белкина). Субширотные разломы круто (70—80°) падают на юг, по простирацию прослеживаются на 1,5—2 км, субмеридиональные падают на восток или запад под углами 45—80°, довольно протяженные (до 3—5 км) и выделяются зонами с глиной трения, сериями кварцевых и кварц-

карбонатных жил, тектоническими брекчиями, сцементированными кварцем, серицитом и хлоритом. По разломам происходит смена фаций и мощностей ильинской и крюковской свит. Например, по Юго-Заводскому субширотному сбросу мощность ильинской свиты увеличивается с 50—80 м в лежащем боку до 300—350 м в висячем, причем в лежащем боку свита на 80% представлена осадочными породами, а в висячем они образуют уже редкие прослои среди грубообломочных туфов и туффитов кислого и смешанного состава. Подобные изменения наблюдаются и по субмеридиональным нарушениям. Для обеих систем разломов характерны многократные сбросо-сдвиговые перемещения, устанавливаемые по бороздам скольжения, данным микроструктурного и петрофизического анализа кварцевых жил из зон разломов. Амплитуды перемещений с 90—100 м на нижних горизонтах заметно уменьшаются вверх по разрезу, а в липаритовых порфирах сокольной свиты часто даже полностью затухают.

Средне-позднедевонские разрывы представлены малоамплитудными сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами, занимающими диагональное положение по отношению к субмеридиональным разломам, которые они смещают. Амплитуды перемещений по малоамплитудным сбросам 10—20 м, по простиранию они прослеживаются на 0,5—1 км и падают под углами 45—70° на северо-запад или северо-восток. Нарушения выражены зонами интенсивного рассланцевания, глинками трения; заметных изменений фаций и мощностей среднедевонских отложений по ним не наблюдается. В породах сокольной, а иногда и ильинской свит эти нарушения полностью затухают (Поперечный, Андреевский и др.).

Позднепалеозойские разломы представлены Северным надвигом и серией более мелких послыльных срывов. Северный надвиг приурочен к контакту гранитоидов Синюшинского массива и метаморфической толщи со среднедевонскими отложениями. Плоскость надвига — довольно правильная ровная поверхность, падающая на северо-запад или север под углами 25—40°. Нарушение выражено зоной милонитизированных и брекчированных пород и глиной трения мощностью 1—4 м. В обломках встречаются гранитоиды и среднедевонские породы. Амплитуда перемещения по надвигу 200—300 м. Небольшие малоамплитудные (2—5 м) надвиги отмечаются среди среднедевонских отложений в районе Риддерской и Центральной залежей. Плоскости этих нарушений, почти согласные со слоистостью (углы падения 15—20°), выражены зонами интенсивного рассланцевания и глиной трения. Как правило, они встречаются на контакте пластичных углистых и известковистых алевролитов с более прочными кремнистыми породами.

Разрывные нарушения досреднедевонские и средне-позднедевонские и все описанные складчатые структуры затухают

у подошвы сокольной свиты. Таким образом, нижние горизонты характеризуются блоково-складчатым строением, а верхние представляют собой пологую моноклиналь, падающую на юго-юго-восток и осложненную пологими мульдами и такими же поднятиями.

Этапы формирования структуры

Проведенными нами исследованиями установлено, что современная структура рудного поля сформировалась в три основных этапа: синвулканический, сининтрузивный и поздней трещиноватости (табл. 10, см. рис. 25). Каждый из выделенных этапов в свою очередь состоит из стадий, различающихся вариациями палеотектонического поля напряжений (Старостин и др., 1973, 1976; Сандомирский, 1975).

Синвулканический этап является наиболее важным в истории формирования структуры. В это время активно протекали про-

Таблица 10

Этапы формирования структуры рудного поля

Этап	Стадия	Подстадия	Положение осей алгебраически главных нормальных напряжений (азимут и угол падения, град)		
			максимальных σ_1	средних σ_2	минимальных σ_3
Синвулканический	Ранневулканическая	Начальная	240 \angle 40	—	230 \angle 1
		Конечная	310 \angle 1	—	220 \angle 20
	Поздневулканическая	Медно-цинковая	320 \angle 5	230 \angle 20	65 \angle 70
		Полиметаллическая	255 \angle 1	165 \angle 20	350 \angle 75
		Кварц-баритовая	160 \angle 10	—	60 \angle 60
		Поздних кварцевых жил	340 \angle 5	—	250 \angle 45
Сининтрузивный	Прототектоническая		320 \angle 5	210 \angle 75	50 \angle 15
			285 \angle 36	160 \angle 70	40 \angle 30
	Дайковая		30 \angle 15	240 \angle 70	120 \angle 15
Поздней трещиноватости и рассландевания	Постинтрузивная гидротермальная		0 \angle 10	180 \angle 80	90 \angle 1
			190 \angle 40	270 \angle 50	80 \angle 1

цессы вулканизма и осадконакопления; заложилась конседиментационные разломы, такие как Николаевский сброс, Западный сброс и др. Они разделили рудное поле на отдельные блоки, отличающиеся мощностями и фациями среднедевонских отложений. Вулканическая деятельность способствовала формированию вулканогенно-осадочных мульдообразных понижений и поднятий, определивших в будущем пространственную позицию рудоносных кварц-баритовых куполов. Анализ фаций и мощностей позволил Г. Н. Щербе (1957) впервые для рудного поля выделить вулканогенно-тектонические купола, под которыми он понимал своеобразные структуры, образовавшиеся в результате обжимания мощных линз пирокластов более пластичными осадочными породами, а также наметить вероятные центры извержений. Структурно-петрофизический анализ слагающих рудное поле образований показал, что синвулканический этап разделяется на две основные стадии — ранневулканическую и поздневулканическую.

Ранневулканическая стадия охватывает период формирования среднедевонских вулканогенно-осадочных отложений (лениногорская, крюковская, ильинская и сокольная свиты) и ранних субвулканических тел.

Для начальной подстадии характерно однородное палеотектоническое поле напряжений, при котором сжимающие усилия были ориентированы в северо-восточном направлении близгоризонтально и растягивающие в северо-восточном под углом около 40° . Подобное поле напряжений способствовало взбросо-сдвиговым движениям по конседиментационным северо-северо-западным разломам и фиксировалось в ориентировке частиц вулканогенно-осадочных пород, в резких колебаниях мощностей толщ и изменении фаций в зонах разломов. Особенно отчетливо это видно на плане Андреевского карьера (рис. 28). Здесь мощность ильинской свиты в западном крыле сброса скважин 50—53 увеличивается в десятки раз по сравнению с восточным, а развитые восточнее туфогенные алевролиты сменяются туфами и туффитами среднего состава. Постоянные, но неравномерные движения по конседиментационным разломам, спорадические проявления вулканической деятельности преимущественно в пирокластических фациях для крюковской и ильинской свит в условиях прибрежной зоны мелководного моря с сильными подводными течениями — все это приводило к частым локальным размывам, отразившимся в образовании мелких линз конгломератов от мелкообломочных до валунно-галечных. Среди материала этих конгломератов постоянно встречаются калиевые граниты (Осипов, 1962). Следует также отметить, что среди развитых в нижней части разреза туффитов кислого состава лениногорской свиты (район горы Риддерской) также фиксируются гальки гранитов (Попов, 1968).

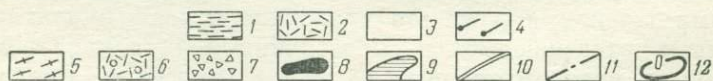
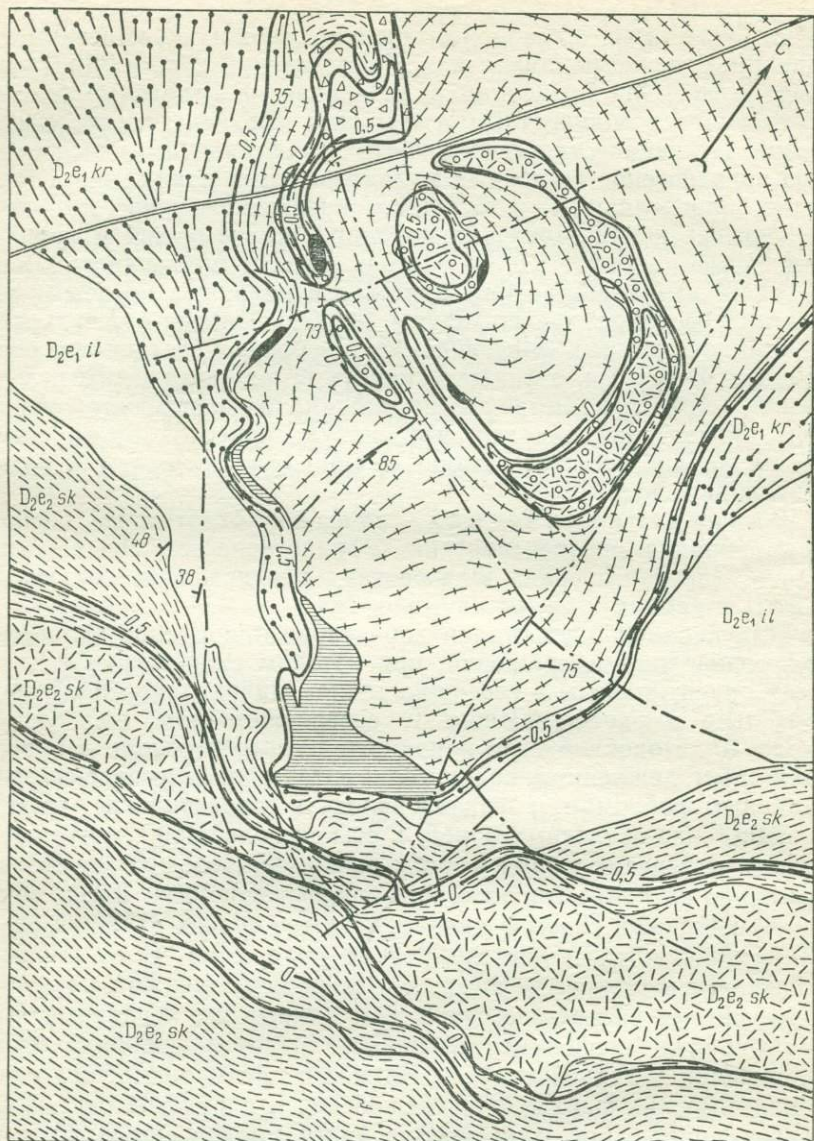


Рис. 28. План изолиний комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) Андреевского карьера.

1 — алевролиты, аргиллиты; 2 — липаритовые порфиры; 3 — туфы и туффиты среднего состава; 4 — известковистые алевролиты; 5 — кремнистые алевролиты; 6 — туфы кислого состава, грубообломочные; 7 — тектонические брекчии; 8 — сплошные рудные тела; 9 — кварц-баритовые образования; 10 — дайки диабазов; 11 — разломы; 12 — изолинии равных значений Кпк. Свиты: D_{2e1kr} — крюковская, D_{2e1il} — ильинская, D_{2e2sk} — сокольная

Во вторую, конечную подстадию, соответствующую времени формирования сокольной свиты, после образования сложного экструзивно-лавового тела, покрывшего большую часть площади рудного поля, палеотектоническое поле напряжений было развернуто по сравнению с полем предыдущей подстадии на $70—90^\circ$ по часовой стрелке и, кроме того, растягивающие усилия стали близгоризонтальными (см. табл. 10). На структурно-петрофизических диаграммах липаритовых порфиров из Андреевского карьера отчетливо фиксируются линейные близгоризонтальные северо-западные ориентировки, соответствующие направлениям течения вещества. В этот период практически прекращаются движения по северо-западным конседиментационным разломам. Они вверх по разрезу при переходе из ильинской свиты в сокольную постепенно расщепляются, амплитуды смещений по ним уменьшаются и в верхних горизонтах сокольной свиты они затухают.

Поздневулканическая стадия характеризуется внедрением поздних субвулканических тел, интенсивным проявлением гидротермально-метасоматических процессов и палеотектоническим полем напряжений, для которого характерна крутая (под углом $40—80^\circ$) ориентировка сжимающих усилий. В течение стадии тектонический режим неоднократно менялся. Анализ структурных и структурно-петрофизических диаграмм жил различного состава (кварцевых, кварц-карбонатных, медно-цинковых, полиметаллических, кварц-баритовых) и разновозрастных разрывов позволяет наметить четыре подстадии, последовательно сменявшие друг друга во времени: медно-цинковую, полиметаллическую, кварц-баритовую и поздних кварцевых жил. Медно-цинковая и полиметаллическая подстадии выделены на основании секущих взаимоотношений между жильными системами сфалерит-халькопиритового и халькопирит-галенит-сфалеритового состава и различию узоров на структурно-петрофизических диаграммах ориентированных образцов из жил обоих типов.

Барит-полиметаллическая подстадия охватывает период времени, в течение которого формировались известные, детально описанные в литературе (Ермолаев, 1957; Чепрасов, 1963) рудоносные купола. Структурно-петрофизические диаграммы ориентированных образцов пород, слагающих боковые части одного из куполов в Андреевском карьере, дают возможность ориентировочно наметить фрагмент палеотектонического поля напряжений во время его формирования. Для этого поля характерно веерообразное положение (под углами $40—60^\circ$) соответственно к западу и к востоку сжимающих усилий и меридиональное близгоризонтальное — растягивающих. Цепочки подобных куполов венчают осевые зоны антиклинальных структур северо-северо-западного простираания. Наряду с простыми куполами имеются двухъярусные, грибообразные сооружения (в районах

2-й Юго-Западной, Перспективной и Центральной залежей). Повсеместно наблюдается диапиризация ими более пластичных алевролитов крюковской свиты. Мощности экструзивно-лавового тела липаритовых порфиров на участке Риддер-Сокольного месторождения над кварц-баритовыми куполами сокращаются. Всюду в основании и на крыльях купольных структур широкими шлейфами развиты тектонические брекчии, интенсивно переработанные гидротермально-метасоматическими процессами. В них устанавливается многократное дробление с последовательной цементацией обломков гидротермальными образованиями более поздних генераций: кварц-баритовой, кварц-карбонат-сульфидной, кварц-анкеритовой, поздней пиритовой (коллоидный агрегат).

В связи с изложенными фактами эпигенетический характер образования данных структур признавался всеми исследователями рудного поля. Расхождения во мнениях касались только механизма формирования и объяснения причин наблюдаемой зональности оруденения. По нашему мнению, кварц-баритовые купола возникли в результате прорывов напорных концентрированных гидротермальных растворов, которые, естественно, использовали уже существовавшие к этому времени брахиантиклинальные поднятия. Следы подобных гидродинамических прорывов являются наблюдаемые в корневых зонах куполов и по их периферии жильные системы и тела, как правило, интенсивно гидротермально переработанных брекчий, называемых «эруптивными» (Ташнина, Чепрасов, 1955). Детальное картирование морфологии залежей брекчий показало, что это гетерогенные тела. Под общим термином «эруптивные брекчии» обычно объединяют линзы конгломератов, тектонические брекчии, жилообразные тела выдавливания конгломератов по трещинам в более высокие горизонты и незначительно развитые собственно эруптивные брекчии. Детальные эксплуатационные работы, особенно на Центральной залежи, позволяют установить, что, несмотря на локальные неровности контактов «брекчий» (и то исключительно кровли залежей), они имеют линзовидную форму.

В разрезе месторождений есть серия подобных пологозалегающих тел конгломератов (Ши Чжунь-ли, 1961; Старостин и др., 1976).

Подстадия поздних кварцевых жил завершает синвулканический этап. В это время сохраняется в целом характерная для всего этапа северо-восточная ориентировка сжимающих усилий, однако в отличие от предыдущих подстадий растягивающие и сжимающие усилия располагаются близгоризонтально. Наблюдения в карьере, подземных выработках и на поверхности показывают, что тектонический режим в этот период был достаточно стабилен и привел к образованию одной сопряженной системы трещин скола, выполненных безрудным кварцем.

Сининтрузивный этап выделяется на основании изучения структурно-петрофизических особенностей, развитых вдоль северной и южной границ рудного поля интрузий змеиногорского комплекса. Установлены три последовательные стадии эволюции геодинамического режима за время становления интрузий данного комплекса: прототектоническая, дайковая и постинтрузивная гидротермальная.

Прототектоническая стадия характеризуется очень сложным палеотектоническим полем напряжений, не только различающимся для Синюшинского и Ивановского массивов, но и сильно варьирующим в пределах каждого из них. Наблюдаются преобладающие северо-восточные и субширотные направления сжимающих усилий, наклоненных под средними углами ($25-40^\circ$) на запад либо юго-запад, а растягивающие усилия преимущественно субширотные и наклонены под углами $30-40^\circ$ к востоку.

Дайковая стадия восстановлена по сопряженным системам даек различного состава, широко развитых в зонах эндо- и экзоконтактов интрузий. Среди них по составу выделяют дайки мелкозернистых гранит-порфиров, аплитов, микрогранитов, флюидалных гранофигов, габбро, габбро-диабазов и базальтовых порфиритов. Палеотектонический режим, существовавший в период образования всех названных петрографических типов даек, был довольно близок. Для него характерно устойчивое близгоризонтальное северо-западное направление сжимающих усилий и северо-восточное — растягивающих.

Постинтрузивная гидротермальная стадия восстановлена по положению плейчатости в метаморфических породах, развитых в экзоконтактах интрузий, и по распространенным здесь же сопряженным трещинам скола и кулисным трещинам отрыва, выполненным кварцем и эпидотом. В целом для данной стадии устанавливается палеотектоническое поле напряжений с горизонтально расположенной плоскостью деформации, в пределах которой сжимающие усилия были ориентированы в западно-северо-западном, а растягивающие — в субмеридиональном направлениях.

Этап поздней трещиноватости и рассланцевания — заключительный для рудного поля. Наиболее интенсивно деформации этого времени проявились по северной периферии Лениногорской синклинали в связи с формированием Северного надвига и сопутствующего ему рассланцевания. Палеотектоническое поле напряжений, реконструированное по прекрасно проявленным сопряженным системам трещин скола (фактически две системы рассланцевания), пересекающим сплошные метаморфические образования и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (район урочища Чашино), характеризуется широтным направлением сжимающих усилий и меридиональным — растягивающих. Оси σ_2 ориентированы круто под углами $45-85^\circ$.

Физико-механические свойства горных пород и руд Лениногорского рудного поля

Петрофизические группы пород	Породы и руды	Число образцов	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Параметры насыщения		Упругость						Твердость по Бригеллю, кгс/мм ²	Прочность на сжатие, кгс/см ²	Кпк
					А, %	В, ч ⁻¹	скорости ультразвуковых волн, км/с		коэффициент Пуассона	модули					
							продольных	поперечных		Юнга E, 10 ⁹ кгс/см ²	сдвига G, 10 ⁹ кгс/см ²	объемного сжатия K, 10 ⁹ кгс/см ²			
1	Кремнистые туфоалевролиты, пепловые туфы лениногорской свиты	20	2,68	0,55	0,12	0,05	5,35	3,45	0,12	7,25	2,90	3,60	350	2500	-0,97
2	Туфы кислого состава, тектонические брекчии, конгломераты крюковской свиты	13	2,65	2,80	0,58	0,15	4,80	2,65	0,25	5,20	2,20	3,70	40	400	0,68
3	Алевролиты и аргиллиты крюковской свиты	15	2,71	0,60	0,05	0,10	5,25	3,00	0,28	6,10	2,25	4,30	115	830	-0,61
4	Алевролиты сокольной свиты	11	2,64	1,14	0,26	0,06	5,30	3,25	0,23	6,50	2,70	4,20	105	780	-0,41
	Экструзивные липаритовые порфиры сокольной свиты	18	2,60	1,17	0,49	0,14	5,12	3,10	0,18	6,19	2,65	3,40	280	980	0,16
5	Туффиты среднего состава и туфоалевролиты ильинской свиты	6	2,70	2,30	0,68	0,26	4,50	2,74	0,20	5,10	2,00	2,80			0,88
	Туфы и туффиты кислого состава, песчаники сокольной свиты	10	2,60	2,20	1,20	0,30	4,60	2,80	0,20	5,15	2,30	2,75			1,02
6	Субвулканические липаритовые порфиры	6	2,60	0,50	0,26	0,11	5,50	3,30	0,20	7,00	3,00	4,20	300	1100	-0,35
	Андезито-базальтовые порфиры ильинской свиты	4	2,80	1,35	0,34	0,10	5,05	2,75	0,30	5,80	2,20	4,25	60	560	0,10
	Дайки диабазов	11	2,83	0,61	0,32	0,08	5,45	3,05	0,27	5,65	2,65	4,96			-0,27
	Гранодиориты, граниты	16	2,61	1,40	0,84	0,16	4,95	3,12	0,17	5,71	2,48	3,15			0,46
	Кварц-баритовые образования	7	3,14	1,21	0,71	0,24	4,90	3,05	0,15	6,55	2,86	3,60			0,39
	Кварцевые жилы	20	2,67	0,68	0,40	0,11	5,31	3,32	0,13	6,83	2,97	3,63	350	2120	-0,27
	Кварц-сульфидные жилы полиметаллические	8	3,30	0,65	0,39	0,14	5,15	3,22	0,15	7,97	3,58	4,15	400		-0,40
	медно-цинковые	4	3,55	0,70	0,36	0,20	4,20	2,80	0,10	6,10	2,80	2,50	150		0,01
	Руды полиметаллические сплошные	7	4,03	0,47	0,24	0,07	4,64	2,72	0,21	7,20	2,95	5,05	40	1100	-0,84
	Руды полиметаллические слоистые, вулканогенно-осадочные	8	3,15	0,55	0,20	0,07	5,49	3,01	0,27	7,31	2,86	5,77	50	1050	-0,66

Подобное поле напряжений обычно возникает при левосдвиговых деформациях, что было показано М. В. Гзовским (1963) на желатиновых моделях. Исследование палеотектонического режима, существовавшего в отдельных структурных блоках на разных глубинах, показало значительные вариации поля напряжений для верхних (сокольная свита) и нижних (лениногорская, крюковская и ильинская свиты) частей непрерывного среднедевонского разреза. Различие заключается в том, что в верхних горизонтах положение главных нормальных осей напряжений устойчивое по всей площади рудного поля, а на глубоких горизонтах выявилась блоковая структура, выразившаяся в почти взаимно перпендикулярной ориентировке одноименных осей напряжений в смежных блоках, ограниченных разломами северо-западного простирания. Такое изменение поля напряжений связано прежде всего с неоднородностью строения слагающих рудное поле вулканогенно-осадочных толщ. Нижняя часть разреза характеризуется большей тектонической нарушенностью и контрастностью физико-механических свойств слагающих ее пород, в то время как верхняя более однородная и менее нарушенная (табл. 11, см. рис. 28). Верхняя часть (сокольная свита) благодаря залегающему в ее основании покрову липаритовых порфиров реагировала на деформационные процессы этого времени как гомогенная пластина.

Рудная минерализация

В пределах рудного поля основной рудный объект — Риддер-Сокольное месторождение, руды которого подробно описаны в работах И. В. Покровской и О. А. Ковриго (1970), Б. Л. Чепрасова и др. (1972) и других исследователей. Поэтому здесь мы отметим лишь основные текстурно-минералогические типы руд и рассмотрим общую схему последовательности их формирования. Все руды образовались в течение двух стадий — ранневулканической и поздневулканической.

В ранневулканическую стадию синхронно с накоплением алевролитов крюковской свиты рудообразование происходило вулканогенно-осадочным путем. Возникли пластовые залежи слоистых полиметаллических руд халькопирит-галенит-сфалеритового состава, согласные со слоистостью вмещающих их алевролитов. Кроме того, рудообразование шло частично метасоматическим путем и выполнением пустот. Так образовались сплошные и прожилково-вкрапленные полиметаллические руды Основной Риддерской залежи и южного фланга 2-й Риддерской залежи.

Вулканогенно-осадочные руды залегают в виде трех пачек, представленных чередованием алевролитовых и сульфидных прослоев. Структурная позиция рудных залежей определяется их положением на склоне Риддерской тектоно-вулканической

брахиантиклинали. Все три рудоносные пачки и сульфидные прослои в них увеличиваются в мощности с приближением к ядерной части Риддерской брахиантиклинали и выклиниваются в противоположном направлении. Структурное положение нижней, наименее мощной рудоносной пачки несколько иное. Сульфидные прослои здесь как бы выстилают дно пологой мульды, имеющей изометричные очертания (около 250 м в диаметре). Эта мульда четко маркируется на уровне 15-го горизонта подстилающими рудоносную пачку известковистыми алевролитами, включающими лепешкообразные обломки липарит-дацитовых порфиров. Изменение мощности рудоносных пачек и сульфидных прослоев, а также анизотропия скоростей продольных волн в вулканогенно-осадочных рудах и вмещающих алевролитах показывают, что рудное вещество поступало со стороны Риддерской антиклинали в западно-северо-западном направлении.

Прожилковые руды, залегающие непосредственно под вулканогенно-осадочными, имеют близкий к последним минеральный и химический состав. Прожилки, выполняющие трещины скола, образуют две сопряженные системы с азимутами падения 255° и 55° и углами падения 75° . Реконструированная по ним ориентировка осей главных нормальных напряжений имеет следующий вид: σ_1 — азимут восстания 200° , $\angle 25^\circ$; σ_2 — азимут восстания 25° , $\angle 65^\circ$ и σ_3 — азимут восстания 280° , $\angle 5^\circ$. Это поле напряжений существовало в связи со сдвиговыми перемещениями по разломам досреднедевонского заложения.

В поздневулканическую стадию образовались главным образом гидротермально-метасоматические руды. Установлено их наложение на субвулканические дайки андезито-базальтовых порфиров, синхронных с основными эффузивами ильинской свиты. В течение этой стадии сформировались жильные медно-цинковые (сфалерит-халькопиритовые) и полиметаллические (халькопирит-галенит-сфалеритовые), а также барит-полиметаллические руды в кварц-баритовых куполах. По взаимопересечениям, наблюдаемым в горных выработках, устанавливается следующая последовательность образования руд: медно-цинковые — полиметаллические — барит-полиметаллические. Медно-цинковые жилы встречаются на двух уровнях разреза месторождения: в верхних горизонтах крюковской свиты, где они развиты значительно меньше, чем полиметаллические, и в низах крюковской — верхах лениногорской свит, где они доминируют (рис. 29). Жилы нижнего горизонта имеют ровные контакты с вмещающими породами; наиболее крупные прослеживаются на 100—150 м по простиранию и до 100 м по падению при мощности 30—50 см. На верхнем горизонте мощность медно-цинковых жил меньше (1—10 см), протяженность небольшая (до 10 м), форма извилистая. Полиметаллические жилы характеризуются разнообразием форм — от прямолинейных до извилистых с раздувами; мощность их колеблется в пределах 1 см —

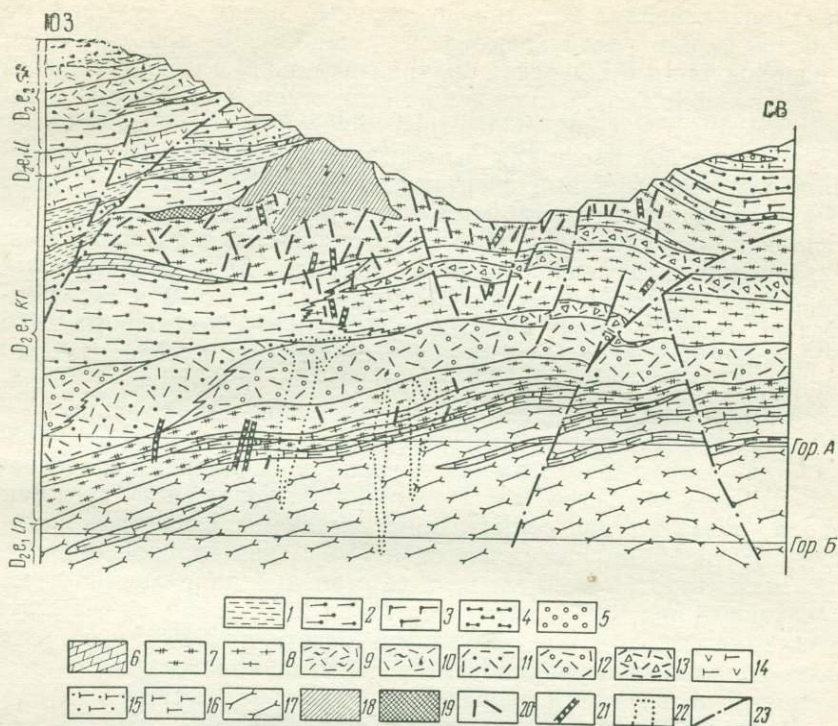


Рис. 29. Геологический разрез через Андреевский карьер.

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — известковистые алевролиты; 4 — алевропесчаники; 5 — конгломераты; 6 — доломитолиты; 7 — нерасчлененные кремнистые алевролиты, тонкообломочные туффиты; 8 — кремнистые алевролиты; 9—10 — липаритовые порфиры: 9 — флюидальные, 10 — лавовые брекчии; 11—13 — туфы липаритовых порфиров: 11 — мелкообломочные, 12 — среднеобломочные, 13 — крупнообломочные; 14 — туффиты среднего состава; 15 — туфопесчаники; 16 — туфоалеволиты; 17 — грубообломочные туфы и туффиты кислого состава; 18 — кварц-баритовые образования; 19 — сплошные сульфидные руды; 20—21 — жилы: 20 — полиметаллические, 21 — медно-цинковые; 22 — прожилково-вкрапленные медно-цинковые руды; 23 — разломы. Свиты: $D_{2e,sk}$ — сокольная, $D_{2e,il}$ — ильинская, $D_{2e,kr}$ — крюковская, $D_{2e,ln}$ — ленинградская

3 м; протяженность по падению и простиранию варьирует от нескольких метров до 100 м. Рудные жилы независимо от состава имеют крутое падение и два господствующих простирания — северо-северо-западное и восточно-северо-восточное.

На примере Центральной залежи выявляется вертикальная зональность в распределении рудоносных трещин. Она выражается в том, что число систем рудных жил при движении по разрезу сверху вниз сокращается от 4—5 до 1—2. Для выяснения механизма формирования рудовмещающих трещин и их связи со складчатыми структурами были проведены детальные наблюдения на 2-й Юго-Западной залежи, приуроченной к Юго-Западной брахиантиклинали (см. рис. 27). Эта складка хорошо вскрыта горными выработками, что дало возможность

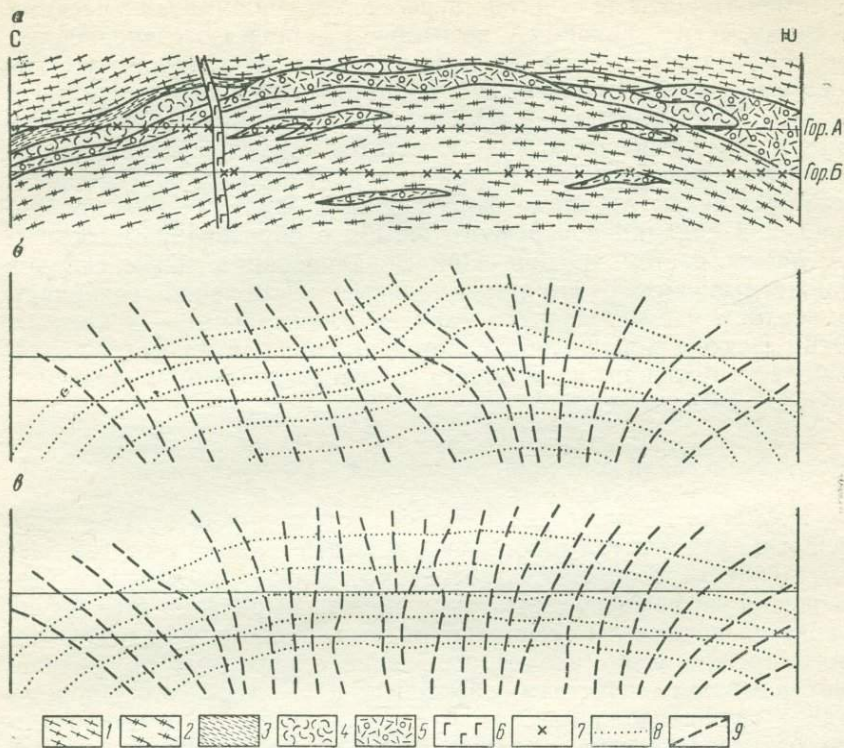


Рис. 30. Геологический разрез 2-й Юго-Западной залежи Риддер-Сокольного месторождения (а) и палеотектонические поля напряжений, восстановленные по сопряженным трещинам скола, в которых формировались медно-цинковые (б) и полиметаллические (в) жилы.

1 — кремнистые алевролиты; 2 — тонкообломочные кремнистые туффиты; 3 — алевролиты; 4 — пепловые туфы; 5 — среднеобломочные туфы; 6 — диабазовая дайка; 7 — пункты наблюдений; 8—9 — траектории главных нормальных напряжений: 8 — максимальных, 9 — минимальных

провести замеры элементов залегания сопряженных сколовых трещин, выполненных медно-цинковыми и полиметаллическими рудами (рис. 30). Выявленные ориентировки осей главных нормальных напряжений показали, что палеотектонические поля напряжений для времени формирования медно-цинковых и полиметаллических жил близки. Эти поля характеризуются близгоризонтальным положением растягивающих усилий и крутой веерообразной ориентировкой — сжимающих. Оси алгебраически средних нормальных напряжений обычно наклонены к горизонту под углами $0-40^\circ$. Подобное поле напряжений возникает в оптически активных материалах при моделировании складок поперечного изгиба, что позволяет допустить аналогичный механизм и для формирования рассматриваемой структуры (Гзовский, 1975).

Многочисленные факты пересечения полиметаллическими жилами медно-цинковых и некоторое различие восстановленных по тем и другим полей напряжений позволяют говорить о существовании двух подстадий в процессе формирования рудоносных трещинных структур. Наблюдения над ориентировкой рудных жил в пределах других складчатых структур дают возможность предположить, что все антиклинали на Риддер-Сокольном месторождении во время формирования жильных руд проявились как складки поперечного изгиба с образованием соответствующих систем трещин. При моделировании таких складок также выявляется, что максимальные растяжения возникают в верхних частях упругого слоя, а минимальные — в нижних. Этим фактом хорошо объясняется выявленная на месторождении вертикальная зональность в распределении рудоносных разрывных нарушений.

Петрофизический контроль оруденения

Изучение физико-механических свойств показало, что морфологию рудных тел и зональность рудоносных структур в значительной мере определяли особенности пространственного размещения петрофизических групп пород. Выделение этих групп является предметом специального исследования, в задачу которого прежде всего входит выявление однородных по физико-механическим свойствам образований. Кроме того, породы одной группы должны быть близки по возрасту, иметь отчетливые геологические границы, выделяться на геологических планах и картах и значимо отличаться от других петрофизических групп пород. Отмеченным требованиям удовлетворяют петрофизические разрезы через Риддер-Сокольное месторождение (рис. 31). Структурно-петрофизические особенности рудовмещающих толщ отчетливо выявляются также на планах изолиний Кпк (см. рис. 28).

На Риддер-Сокольном месторождении наибольшее влияние на локализацию руд оказали следующие петрофизические группы (см. табл. 11).

Породы первой группы с низкой пористостью, низкими значениями параметров насыщения A и B были неблагоприятны для фильтрации растворов и образования метасоматических руд. Однако их высокая хрупкость (большие значения скоростей продольных волн, модуля Юнга, предела прочности на одноосное сжатие и низкие значения коэффициента Пуассона) способствовала широкому развитию в них трещин, благоприятных для формирования жильных руд путем выполнения.

Высокие значения пористости и параметров насыщения A и B в породах второй группы обеспечили свободное протекание метасоматических процессов и образование сплошных пластовых и вкрапленных полиметаллических руд.

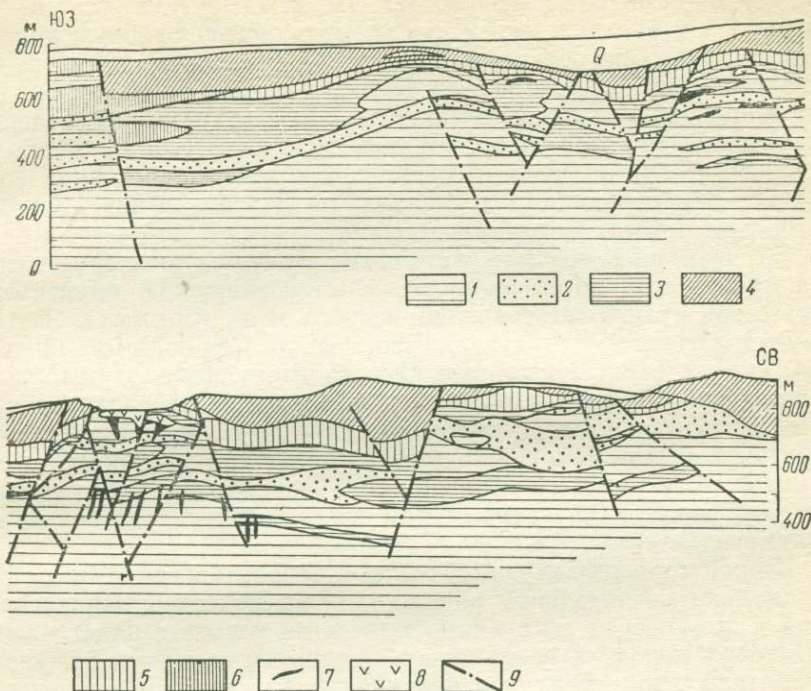


Рис. 31. Петрофизический разрез через Риддер-Сокольное месторождение.
 1—6 — петрофизические группы пород (см. табл. 11); 7 — рудные тела; 8 — кварц-баритовые образования; 9 — разломы

Породы третьей группы благодаря низким фильтрационным свойствам и высокой пластичности (более низкие, чем в породах первой группы, значения модуля Юнга, предела прочности на одноосное сжатие и более высокие значения коэффициента Пуассона) играли роль экранов.

Отмеченные три группы отчетливо различаются и по значению комплексного петрофизического коэффициента. Так, породы второй группы, наиболее благоприятные для метасоматического рудозамещения, характеризуются высокими величинами $K_{пк}$ (0,68), в то время как экранирующие образования третьей группы обладают минимальными его значениями ($< -0,60$). Роль остальных петрофизических групп не так велика, поскольку они либо располагаются выше экранирующего горизонта в верхах разреза крюковской свиты (породы пятой и шестой группы), либо весьма мало распространены (породы четвертой группы).

Эпигенетические пластовые рудные тела могли образоваться в трех случаях: 1) при образовании зон отслоения на контакте малопористых хрупких пород с экранирующими алевролитами

под воздействием близгоризонтальных сжимающих усилий — рудообразование шло путем выполнения образовавшихся полостей; 2) при образовании зон дробления в таких же геологических условиях. Возникавшие в этом случае под покровом экранирующих алевролитов тектонические брекчии оказывались благоприятными для формирования метасоматических рудных залежей; 3) при наличии высокопористых хрупкопластичных пород под экранирующими алевролитами. В этом случае рудообразование шло также путем замещения.

Наличие «критического» горизонта экранирующих алевролитов практически по всей площади месторождения объясняет отсутствие рудной минерализации выше этого горизонта. Здесь следует отметить, что вулканогенно-осадочные полиметаллические руды 2-й Риддерской залежи локализовались внутри толщи экранирующих пород, что вряд ли могло быть при образовании их гидротермально-метасоматическим путем. Ниже критического горизонта среди малопористых хрупких пород возникали трещины скола и отрыва, служившие раствороподводящими и рудо локализуемыми структурами для жильных медно-цинковых и полиметаллических руд.

Второй горизонт экранирующих алевролитов также распространен на значительной площади вдоль контакта лениногорской и крюковской свит. Однако здесь на контакте пластичных и хрупких пород не возникали ни полости отслоения, ни зоны дробления. Это, вероятно, связано с литостатическим давлением вышележащих пород, которое на данной глубине было, по-видимому, не меньше 200—300 бар (видимая мощность вышележащих отложений 1—1,5 км). В связи с этим под экранирующими алевролитами нижнего горизонта в малопористых хрупких породах возникали только трещины скола, вмещающие жилы халькопиритового и сфалерит-халькопиритового состава.

АЩЕБУТАКСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Другим примером структуры, формировавшейся при деформации поперечного изгиба, является Ащebutакское рудное поле, расположенное на Южном Урале в пределах Восточно-Магнитогорского колчеданного пояса. Приурочено оно к центральной, осложненной пологими брахиформными складками части Ащebutакского антиклинория и сложено вулканогенно-осадочными породами среднего девона, среди которых выделяются два комплекса: позднеэфельско-раннеживетский базальт-липаритовый (карамалыташская свита) и живетский андезитовый (улутауская свита) (Авдонин, Старостин, 1970; Основные принципы..., 1973). Карамалыташская свита состоит из трех толщ: нижней — липаритовых порфиринов и их туфов, средней — андезито-базальтовых порфиринов и верхней — липаритовых порфиринов и их туфов. Среднедевонские вулканогенные

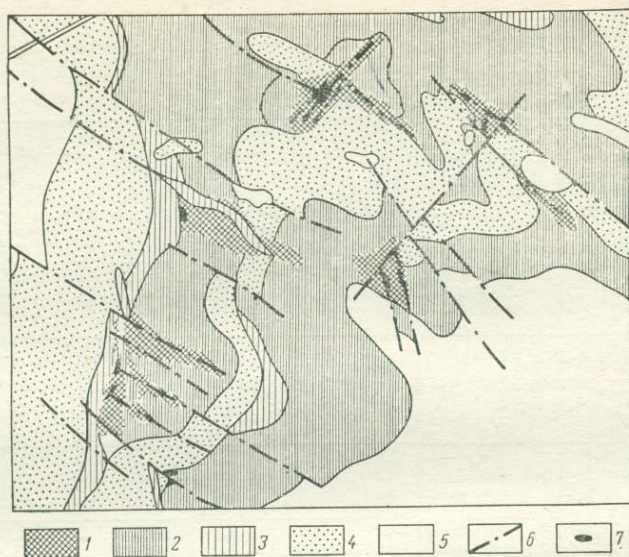


Рис. 32. Петрофизическая схема Ащebutакского рудного поля.

1—5 — петрофизические группы пород (см. табл. 12); 6 — разломы; 7 — рудные тела

породы прорваны гранитоидными интрузиями позднедевонского возраста. Среди рудовмещающих отложений при составлении петрофизической схемы рудного поля (рис. 32) выделено пять групп пород (табл. 12; группы расположены в последовательности от наиболее благоприятных к наименее благоприятным для рудоотложения). Рудные тела, будучи в целом приурочены к толщам пород кислого состава вблизи контактов их с экранирующими пластами туффигов и андезитов-базальтовых порфиригов, залегают во всех случаях среди пород, претерпевших гидротермальную проработку. Эти породы составляют особую петрофизическую группу, характеризующуюся низкими скоростями ультразвуковых волн, повышенными хрупкостью и прочностью и высокой пористостью. Всестороннее изучение геолого-структурных особенностей рудного поля, физико-механических свойств пород и изменений их под влиянием различных процессов позволило выделить три этапа формирования рудоносных структур: догидротермальный, предмедноколчеданный и предполиметаллический.

Догидротермальный этап охватывает период формирования позднеэфельского — раннеживетского базальт-липаритового комплекса и образования синвулканических структур. Поскольку к концу этого этапа практически завершилось зеленокаменное изменение пород, свойства их немногим отличались от тех, которые характеризуют эти породы в настоящее время в тех участках, где не были проявлены процессы последующего изменения.

Характеристика петрофизических групп пород Ащebutакского месторождения

Петрофизическая группа пород	Породы	Число исследованных проб	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Упругость						Прочность на сжатие, кгс/см ²
					скорости ультразвуковых волн, км/с			коэффициент Пуассона	модули		
					продольных	поперечных	поверхностных		сдвига G , 10 ⁵ кгс/см ²	Юнга E , 10 ⁵ кгс/см ²	
1	Кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты	4	2,62	3,0	4,31	2,63	2,28	0,16	2,64	4,28	1165
	Интенсивно измененные андезито-базальтовые порфириды	10	2,69	2,76	4,00	2,65	2,58	0,11	2,05	4,61	894
2	Туфы липаритовых порфиров	8	2,63	1,85	5,31	2,99	2,32	0,25	2,45	4,98	1325
	Липаритовые порфиры	6	2,64	0,67	5,20	2,94	2,71	0,25	2,28	5,63	1573
3	Окварцованные туфы липарит-порфиров	6	2,78	1,47	5,10	2,72	2,53	0,30	2,54	5,84	2300
	Туфы андезито-базальт-порфиритов	5	2,74	1,95	5,50	2,80	2,65	0,30	2,03	5,14	1844
4	Андезито-базальтовые порфириды	23	2,76	0,73	5,56	2,80	2,64	0,33	2,85	7,22	3302
	Туффиты, туфопесчаники	3	2,59	0,98	5,51	2,80	2,66	0,36	1,98	5,40	1384
5	Базальтовые порфириды	15	2,74	0,92	5,71	2,82	2,53	0,41	2,45	5,55	2202

Так, коэффициент Пуассона для толщ кислого состава составлял 0,25—0,3, для толщ основного состава 0,35—0,4 и для пачек андезит-базальтовых порфиритов 0,4—0,5. В это время наибольшей прочностью обладали андезит-базальтовые порфириты (3302 кгс/см^2), а липаритовые порфиры и в особенности их туфы — минимальной прочностью ($1573\text{—}1325 \text{ кгс/см}^2$). Благодаря такому различию упругих и прочностных свойств тектонические нарушения в виде межслоевых срывов возникли на контакте различных толщ уже в процессе складкообразования, причем вблизи этих нарушений в липаритовых порфирах и их туфах могли развиваться значительные зоны трещиноватости.

Предмедноколчеданный этап характеризовался интенсивным проявлением процессов кислотного выщелачивания, контролируемого крутопадающими разломами и зонами межслоевого дробления и рассланцевания. Туфы липаритовых порфиров, располагавшиеся под экраном андезит-базальтовых порфиритов, приобрели свойства менее прочных, хрупких и более пористых пород и превратились, таким образом, в образования, наиболее благоприятные для рудозамещения. В то же время в непосредственной близости от рудовмещающих тектонических структур туфы липаритовых порфиров в результате интенсивного окварцевания местами стали более прочными и упругими.

Предполиметаллический этап проявился в возникновении тектонических нарушений иного, по сравнению с предыдущими, направления, а также подновления ранее заложенных. Гидротермальная переработка выразилась в замещении первичных минералов породы агрегатом глинистых и слюдяных минералов, характерных для гидротермальной аргиллизации полиметаллического этапа, что привело не только к уменьшению прочности, но и к увеличению пластичности пород. В результате того, что структура стала более нарушенной тектонически, гидротермальные изменения в значительной мере охватили породы экранирующей толщи, и влияние экрана практически не сказывалось, вследствие чего оруденение приобрело распыленный характер и не образовало крупных концентраций в структурах, где был проявлен медноколчеданный этап. Анализ полученных результатов приводит к следующим выводам.

1. Основным фактором, определившим структурные особенности рудных полей полигенных колчеданно-полиметаллических месторождений на Южном Урале, является наличие в строении палеозойской колчеданоносной вулканогенно-осадочной серии резко контрастных по физическим и механическим свойствам толщ. При этом толщи и пачки андезит-базальтовых порфиритов и туффитов формируют структурно-литологические экраны, а толщи липаритовых порфиров и их туфов вмещают рудные залежи. Медноколчеданные руды локализуются непосредственно в участках, приуроченных к пологим флексуобразным

перегибам пластов, осложненных тектоническими разломами и измененных процессами кварц-серицитового метасоматоза.

2. Разнообразные изменения, которым подвергаются породы в течение длительного периода геологического развития района, резко проявляются в изменении физических и механических свойств. Так, пропилитизация и особенно гидротермально-метасоматические изменения, сопутствующие медноколчеданному оруденению, приводят к снижению скоростей распространения упругих волн, понижению значений коэффициента Пуассона, уменьшению прочности и возрастанию эффективной пористости, что является основным фактором при формировании рудолокализирующих структур. Анализ физических свойств пород, сопровождаемый детальными петрографическими, петрохимическими и геохимическими исследованиями, проведенный для вулканогенных толщ Ащebutакского и Теренсайского районов, позволил установить, что гидротермально-метасоматические процессы, предшествовавшие рудоотложению, и собственно рудоотложение в основной массе приурочены к вулканогенным толщам кислого состава (дацитовые порфиры и их туфы на Джусинском месторождении, липаритовые порфиры и их туфы на Ащebutакском). Медноколчеданному этапу предшествовали гидротермально-метасоматические процессы, приведшие к образованию кварц-серицит-хлоритовых пород и кварцитов, а полиметаллическому — гидротермальная аргиллизация. Здесь для медноколчеданного этапа на ранних стадиях устанавливается уменьшение плотности и упругости и возрастание открытой пористости пород. Завершается этап значительным уплотнением пород, резким сокращением их пористости и возрастанием упругости. Различия в характере процессов, присущих каждому рудному полю, выразилось в отличии их петрофизических параметров. Полиметаллический этап отличается от медноколчеданного устойчивой тенденцией к непрерывному уплотнению пород, постоянному увеличению пористости и равномерному уменьшению упругости.

ГЛАВА 3

РУДНЫЕ ПОЛЯ ОБЛАСТЕЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСТЯЖЕНИЯ ПРИ ПРОДОЛЬНОЗОНАЛЬНОМ УКРОЧЕНИИ (ПОДТИП 16)

Рудные поля данного подтипа приурочены к линейным вулкано-тектоническим депрессиям (трогам, рифтам, вулкано-тектоническим грабен-синклиналям), и в строении их господствующая роль принадлежит вулканогенным образованиям липарит-базальтовой формации (Яковлев, Старостин, 1972). Количест-

венно преобладают потоки лав основного состава. Петрофизический ряд пород здесь характеризуется повышенными значениями пористости и условно-мгновенного насыщения и низкими величинами упругих параметров, которые, кроме того, еще и резко контрастны для различных фаций вулканогенных пород (см. табл. 7, рис. 24).

Структуры рудных полей формировались при унаследованно сохранившихся в течение основных этапов горизонтально ориентированных растягивающих усилиях. В ранневулканическую стадию палеотектоническое поле напряжений характеризовалось крутоориентированным положением осей минимальных нормальных напряжений и радиальным, разнонаправленным в горизонтальной плоскости положением осей максимальных напряжений. В это время формировались крупные вулканические сооружения изометричной или эллиптической в плане форм, вытянутые вдоль простирания вулканического трога. Активно развивалась сеть конседиментационных крутопадающих, сопряженных, диагональных по отношению к простиранию трога разломов, которые определяли позицию отдельных вулканических аппаратов, субвулканических и экструзивных тел и трещинных лавовых излияний. Широко распространены системы субвулканических даек. Цикличность вулканизма была выражена многоэтапностью его развития (обычно двухэтапностью). Каждый этап начинался с накопления базальтов в условиях растяжения и завершался образованием более кислых пород в обстановке латерального сжатия. Эволюция вулканизма во времени заключалась в уменьшении объемов накопленных вулканитов основного состава и в более кислом характере пород, завершавших каждый последующий этап. Синхронно с вулканизмом образовывались мелкие колчеданные залежи и зоны пиритовой вкрапленности.

Поздневулканические стадии синвулканических этапов охватывали промежутки времени, когда наступали перерывы в эксплозивно-эффузивной деятельности палеовулканов. Палеотектонический режим в это время существенно изменялся. Обстановка всестороннего горизонтального растяжения последовательно сменялась полями напряжений, характерными для зон осепродольного (по отношению к простиранию вулканического трога) сжатия и областей поперечного изгибания с круто (веерообразно) ориентированными сжимающими и горизонтальными растягивающими усилиями. В первом случае формировалась система диагональных по отношению к простиранию структуры крутопадающих разломов, возникали складки продольного изгиба и выжимания. Последние были особенно характерны для еще не консолидированных к этому времени пачек кремнистых аргиллитов, фтанитов и глинистых сланцев. Обстановка горизонтального сжатия способствовала закрытию основной массы ранних разломов и сопутствующих им оперяющих

трещин. Несмотря на достаточно высокую пористость, развитые в пределах рудных полей вулканогенные породы почти непроницаемы (10^{-2} — 10^{-5} мД) и слабо деформированы. В них отсутствует в заметных масштабах микротрещиноватость, а высокая пористость обязана исключительно шаровым и бутылочным порам магматического происхождения. В подобных палеотектонических и петрофизических условиях рудоносные гидротермальные растворы под действием достаточно высокого градиента давления, ограниченности свободного пространства и локальности путей миграции могли достигать дна палеобассейна и формировать вулканогенно-осадочные руды медноколчеданного состава. При этом эпигенетические гидротермальные (метасоматические и выполения) типы руд образовывались в подчиненных количествах.

В поздневулканические стадии заключительного синвулканического этапа часто возникала палеотектоническая обстановка, характерная для участков латерального растяжения (например, раннедевонский этап формирования структуры Блявинского рудного поля), что приводило к резкому увеличению объема открытого трещинного пространства и возрастанию на несколько порядков проницаемости рудовмещающих толщ. Трещиноватость особенно интенсивно формировалась в породах кислого состава вблизи их контактов с основными. Все эти условия благоприятствовали образованию гидротермально-метасоматических руд, оптимальной средой для которых являлись породы с пористостью 3,5—5,5%, низкими значениями прочности (800 — 900 кгс/см²), коэффициента Пуассона (0,1), модулей Юнга ($4,5$ — $5,0 \cdot 10^5$ кгс/см²) и сдвига ($1,8$ — $2,3 \cdot 10^5$ кгс/см²). Однако и в эти стадии часть растворов могла достигать дна палеобассейна и образовывать слоистые вулканогенно-осадочные руды, но ведущим процессом рудообразования был все же гидротермально-метасоматический, протекавший на небольших глубинах.

Для поствулканических этапов характерны палеотектонические поля напряжений с расположенными в горизонтальной плоскости осями главных нормальных напряжений. В эти периоды формировались надвиги, взбросо-сдвиги и простые сдвиги и повсеместно проявленная поздняя трещиноватость. Типичным примером рассмотренного структурно-петрофизического подтипа является Блявинское рудное поле на Южном Урале.

БЛЯВИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Представление о геологическом строении и месторождениях рудного поля сформировалось благодаря работам А. Н. Заварицкого (1943), Г. Б. Роговера (1939), Т. Н. Шадлун (1942), В. А. Заварицкого (1946), А. К. Германа и Л. Д. Русаковой (1962), Г. Ф. Яковлева, Т. Я. Гончаровой, Г. П. Зарайского,

В. И. Старостина, С. М. Кропачева, Г. В. Ручкина (Яковлев и др., 1965; Старостин, Зарайский, 1967; Основные принципы... , 1973). Рудное поле сложено палеозойскими отложениями, в основании разреза которых выделяются известняки тереклинской свиты нижнекембрийского возраста (мощность 500 м). На них залегают осадки песчано-глинистой формации тремадок-нижнесилурийского возраста, представленные тремя свитами — кидрясовской, кураганской и губерлинской. Выше выделяются образования липарит-базальтовой и замещающей ее по простиранию кремнисто-сланцевой формаций, объединенные в сакмарскую серию (силур). Липарит-базальтовая формация (мощность 3500 м) разделяется на две свиты — блявинскую (ландовери) и херсонковскую (ландовери — лудлов). Разрез формации венчают кислые эффузивы и туфы нижнего девона (мощность 250 м), несогласно залегающие на силурийских породах.

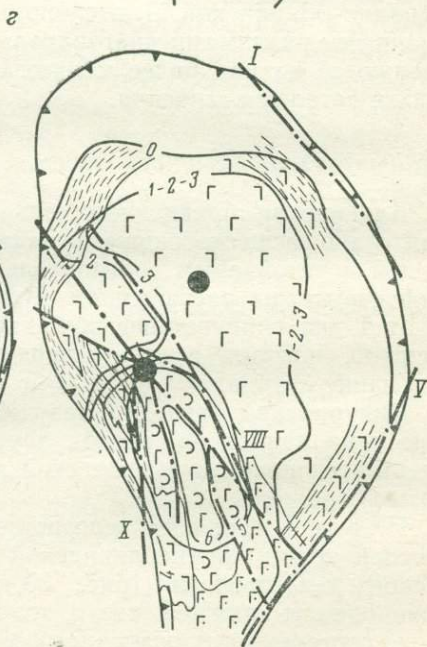
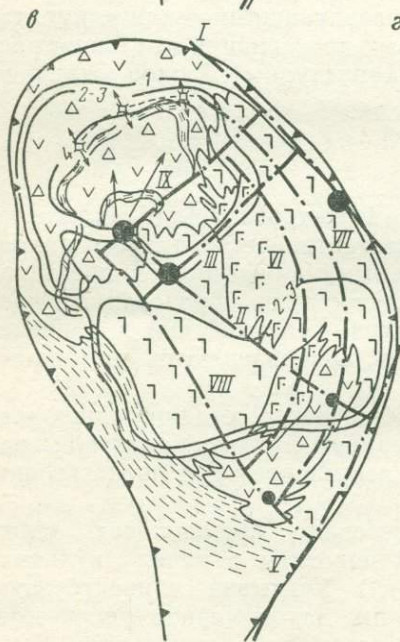
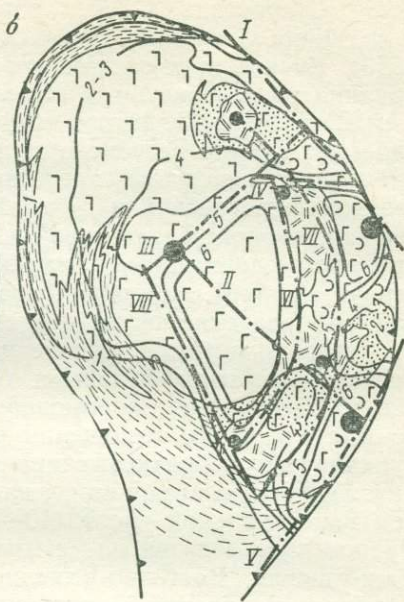
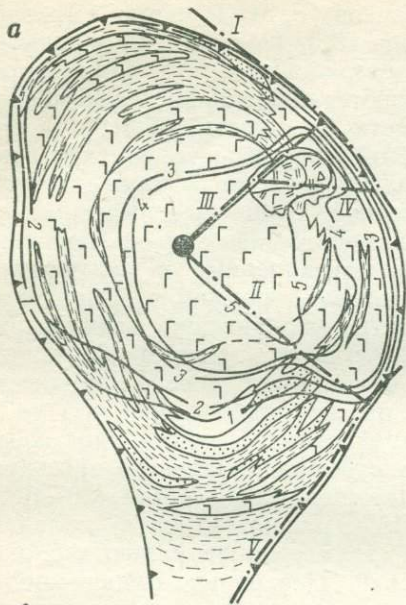
В структурном отношении рудное поле представляет собой вулканическую брахисинклиналь субмеридионального простирания. Породы, слагающие ее, на крыльях более круто ($30-50^\circ$), чем в центральной части ($10-15^\circ$), падают к центру складки. Рудное поле делится на четыре структурно-фациальных блока: Ракитянский, Восточно-Блявинский, Центрально-Блявинский и Западно-Блявинский. Длительно развивавшимися конседиментационными разломами диагональных простираний эти блоки расчленяются на ряд более мелких структурных блоков, отличающихся деталями строения.

Этапы формирования структуры

Блявинская брахисинклиналь формировалась в обстановке длительно существовавшего палеотектонического поля напряжений с устойчивым горизонтальным, поперечным к простиранию структуры растяжением. В истории ее образования выделяются два синвулканических этапа — силурийский и раннедевонский, которые в свою очередь подразделяются на ранние и поздние стадии.

Силурийский этап. Ранневулканические стадии, приходившиеся на ландовери, венлок и ранний лудлов, характеризовались интенсивной вулканической деятельностью и представлены пятью стадиями.

Первая стадия соответствовала времени накопления нижней толщи нижнеблявинской подсвиты и началу вулканической деятельности (рис. 33, а). Учитывая относительную однородность нижней части толщи, закономерное увеличение в ее составе доли осадочного материала с северо-запада на юго-восток и постепенное уменьшение мощности в том же направлении — от 300—400 м на севере и западе синклинали до 100 м в ее юго-восточной части, мы предполагаем существование активного вулканического центра к западу — северо-западу



от рудного поля, являвшегося основным поставщиком вулканического материала на рассматриваемую территорию. Наряду с поступлением материала извне в его пределах происходили собственные трещинные излияния лав основного состава.

Образования верхней части толщи накапливались в условиях тектонической активизации, приведшей к формированию Карьерного и Южно-Комсомольского разломов. Время заложения Карьерного разлома фиксируется при анализе мощностей и фаций пород верхней толщи. При близких мощностях начального этапа накопления общая мощность толщи к югу от разлома 875 м (и более в западном направлении), тогда как к северу от него она равна 500 м и увеличивается в западном направлении до 600 м. Если к югу от разлома преобладают диабазы и базальтовые порфириды, то к северу от него ведущую роль играют осадочные породы, лишь на западном фланге разлома и в самых верхах разреза уступающие господствующее положение эффузивам основного состава. Для Южно-Комсомольского разлома имеются данные о распределении фаций и мощностей по его восточному флангу. К северу от разлома мощность толщи 300—350 м, значительна роль базальтовых порфиритов. Южнее она уменьшается до 200—250 м, базальты имеют резко подчиненное значение, располагаясь в верхах разреза. Наряду с тектонической перестройкой этот период характеризовался рядом особенностей распределения фаций и мощностей, позволяющих предполагать возникновение на рассматриваемой территории крупного вулканического аппарата, продуцировавшего базальтовую магму. К таким особенностям относятся: 1) повсеместно отмечающееся увеличение мощностей к центру синклинали (к точке предполагаемого пересечения Южно-Комсомольского и Карьерного разломов); 2) значительное увеличение в этом же направлении доли эффузивов основного состава; 3) сосредоточение основного объема диабазов и базальтовых порфиритов в пределах участка, ограниченного

Рис. 33. Схема распределения фаций и мощностей вулканогенно-осадочных пород для стадий (а — первая, б — вторая, в — третья, г — четвертая) силурийского этапа формирования Блявинской вулcano-тектонической структуры. Составили А. И. Паленков и В. И. Старостин.

1 — базальтовые порфириды; 2 — диабазы; 3 — вариолиты; 4 — дацитовые и липарит-дацитовые порфиры; 5 — туфы основного состава; 6 — глыбовые вулканические брекчии основного состава; 7 — туфы андезитовых порфиритов; 8 — грубообломочные туфы смешанного состава; 9 — туффиты; 10 — кремнистые и глинистые сланцы; 11 — предполагаемые центры вулканических аппаратов (а — крупные, б — средние, в — мелкие); 12 — направление вулканических выбросов и движения лавовых потоков; 13 — направление уменьшения размера обломков в туфах; 14 — разломы (I — Каланский, II — Южно-Комсомольский, III — Карьерный, IV — Северо-Разумовский, V — Станционный, VI — Блявинско-Комсомольский, VII — Разумовский, VIII — Алчембаево-Зареченский, IX — Жириклинский, X — Сессовский); 15 — изолинии мощностей (1 — менее 250 м, 2 — 300—400 м, 3 — 400—500 м, 4 — 500—600 м, 5 — 800—1000 м, 6 — 1000—1200 м); 16 — граница Блявинской вулcano-тектонической структуры

названными разломами, имеющего форму сектора с вершиной в точке их пересечения и характеризующегося наибольшими мощностями толщи и максимальным темпом погружения. В пределах сектора на восточном фланге Карьерного разлома выделяется блок, ограниченный Карьерным, Каланским и Северо-Разумовским разломами, где развиты бомбовые туфы основного и кислого состава, лавы и лавобрекчии андезито-дацитовых порфиритов.

Таким образом, вулканическая постройка, сформировавшаяся к концу рассматриваемой стадии, может быть охарактеризована как вулкан центрального типа асимметричного строения, имеющий на восточной окраине паразитическую вулканическую структуру, возникшую в результате локальных тектонических просадок и поставлявшую на поверхность продукты умеренно кислого вулканизма и пирокластическую.

Вторая стадия приходится на время формирования верхней толщи нижнеблявинской подсветы (см. рис. 33, б). Основной объем вулканогенных продуктов накапливался в пределах сектора наибольшего погружения, который значительно увеличился в связи с возникновением Цессовского разлома и вовлечением в интенсивное опускание блока, ограниченного Цессовским и Южно-Комсомольским разломами. Существенно изменяется облик вулканического сооружения. Отчетливо центральный тип постройки сменился гнездовым. В его пределах на основании фациальных различий выделяются три зоны: внутренняя, включающая часть сектора с его вершиной, средняя, пространственно совпадающая с Блявинско-Комсомольской и Разумовской тектоническими зонами и их южным продолжением, и внешняя, примыкающая к Каланскому и Станционному разломам.

Внутренняя зона характеризуется развитием базальтовых порфиритов в основании толщи, сменяющихся вверх по разрезу диабазами. Строение толщи в этой части структуры однородно. Во внешних частях зоны появляются маломощные горизонты перемытых туфов и туффитов. Строение средней зоны резко отлично. В средней части толщи существенную роль играют грубообломочные пирокласты основного, смешанного и кислого состава. Показательно, что минимальное количество взрывчатых образований приходится на эту часть зоны, которая характеризовалась повышенной взрывчатостью в предшествующий период времени. Здесь фациальными аналогами базальтовых порфиритов внутренней зоны являются диабазы, вверх по разрезу последовательно сменяющиеся лавобрекчиями базальтовых порфиритов и далее лавами и лавобрекчиями дацитов. Внешняя зона представлена базальтовыми порфиритами, среди которых существенную роль играют крупнообломочные до глыбовых вулканобрекчии. Сравнительная фациальная характеристика рассматриваемых зон свидетельствует в пользу того, что

в пределах каждой из них действовали собственные вулканические аппараты, в результате чего в конце рассматриваемой стадии оформилась сложная вулканическая постройка гнездового типа.

В третью стадию, во время образования нижней толщи верхнеблявинской подсветы существенно изменился характер блоковых движений (см. рис. 33, в). Областью преимущественного прогибания оказался северный сегмент синклинали, отделенный от остальной ее части возникшими в это время Жириклинским и Карьерным разломами. В пределах этого участка накапливались вулканогенные породы среднего состава, сформировавшие самостоятельное сооружение центрального типа с подводным каналом в месте пересечения Комсомольского и Жириклинского разломов и ряд мелких вулканических структур типа насыпных конусов, в отдельных случаях в комбинации с экструзивными куполами дацитового состава. Последние располагаются в северной периферической части основного вулкана, трассируя дугообразную тектоническую зону, примыкающую на востоке к Разумовской зоне.

Развитие в юго-восточной части Блявинской синклинали вулканогенных образований, аналогичных породам северного сегмента, происходило в пределах участка, характеризовавшегося накоплением пирокластов и дацитовых лавобрекчий в предыдущий период. Можно предполагать, что поставщиками андезитовой магмы явились периферийные вулканические аппараты, возникшие в период формирования нижнеблявинской подсветы и продуцировавшие базальтовую магму. Однако интенсивность вулканизма, связанного с ними, значительно снизилась. Отражением деятельности вулканического аппарата, расположенного на восточном крыле синклинали, явилось накопление базальтовых лав на восточном фланге Карьерного разлома, к югу от него. Об этом свидетельствует постепенное уменьшение мощности андезитов и фациальное замещение их базальтами при движении с запада на восток в пределах блока, ограниченного Карьерным и Жириклинским разломами. С деятельностью данного вулканического аппарата связано накопление более чем 400-метровой толщи пород основного состава, фациально замещавших андезиты при движении к Карьерному разлому с севера.

К концу стадии завершился процесс формирования сложно-построенной полукольцевой вулкано-тектонической зоны, представленной серией экструзивных куполов, субвулканических тел и насыпных конусов пород андезитового, дацитового и липарит-дацитового состава на севере Блявинской синклинали, пачками лав и пирокластов дацитового, андезито-дацитового и андезитового состава на востоке и юго-востоке ее. Кроме того, полукольцевая структура на восточном фланге фиксируется Блявинско-Комсомольской и Разумовской тектоническими зонами.

Четвертая стадия охватывает период формирования

средней и верхней толщ верхнеблявинской подсвиты (см. рис. 33, з). В это время прекращаются движения по Жириклинскому и Карьерному разломам и отложения средней толщи полностью их перекрывают. В целом для периода накопления пород средней толщи характерно резкое ослабление тектонической активности и значительное уменьшение объема продуктов вулканизма. Поставщиком вулканогенного материала на поверхность являлся, по-видимому, аппарат, расположенный в центральной части синклинали.

Образования верхней толщи накапливались в условиях активных тектонических движений. В это время возник Алчембаево-Зареченский разлом, протягивающийся через весь западный фланг синклинали. Заложение разлома фиксируется по значительному (до 1100—1200 м) увеличению мощности толщи к западу от него, тогда как восточнее разлома ее мощность около 400 м. Интенсивное погружение западного фланга синклинали сопровождалось возникновением в его пределах ряда более мелких разломов, обусловивших дифференцированные знакопеременные движения отдельных блоков. Продукты, накопленные в этих блоках, резко различны. Если в одних из них разрез толщи более чем на 90% представлен осадочными породами, то в других он практически целиком сложен основными лавами. Разница в составе пород свидетельствует о направленном характере вулканических извержений. Учитывая интенсивное погружение западного фланга синклинали по отношению ко всей остальной ее части наряду с особенностями распределения вулканогенных фаций, мы приходим к выводу об усложнении строения центрального вулканического аппарата в связи с активными блоковыми движениями на западном фланге синклинали, где возник новый магмовыводящий канал, через который также продуцировалась на поверхность базальтовая магма.

Пятая, заключительная стадия силурийского этапа приходится на время образования херсонковской свиты. Продукты вулканизма накапливались в результате действия двух разобщенных в пространстве вулканических аппаратов, расположенных в центральной и юго-восточной частях синклинали. В этот же период возник Херсонковский разлом субширотного простирания, по которому происходило более интенсивное опускание части синклинали, расположенной к югу от разлома.

На основании изучения сопряженных разломов и трещин, заложенных в первую стадию и активно проявившихся в последующие, были составлены схемы полей напряжений для этого времени. Установлено, что ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений, располагалась круто ($47—85^\circ$), а в зоне краевых разломов — почти всегда вертикально. Во всех случаях ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений ориентирована полого ($4—21^\circ$). Таким образом, сжимающие усилия действовали в начале силурийского

этапа вертикально и Блявинская брахисинклиналь с осложняющими ее блоковыми структурами формировалась как структура проседания (вулканическая депрессия).

В заключительные ранневулканические стадии и в поздневулканическую стадию (поздний лудлов) действовали тангенциальные усилия. В это время наибольшее сжатие было горизонтальным и продольным к оси синклинали, а растяжение также горизонтальным, но поперечным к данной структуре. Подобное поле напряжений способствовало формированию диагональной системы разломов, складок продольного изгиба субширотного простириания и сопряженных с ними трещин.

Раннедевонский этап характеризовался образованием субмеридиональных зон, в которых накапливались эффузивы и пирокласты липаритового состава, связанные с вулканами центрального типа. В течение всего этапа господствовали наклонные, веерообразные направления сжимающих усилий и горизонтальные, а в конце этапа — наклонные ориентировки растягивающих усилий.

В ранневулканические стадии палеотектоническое поле напряжений характеризовалось устойчивым вертикальным направлением сжимающих усилий и продольным к простирианию вулканического трога горизонтальным положением оси σ_1 .

В поздневулканические стадии палеотектонический режим был неустойчив. В начальные стадии сжимающие усилия были ориентированы вкрест меридиональным зонам, что способствовало формированию складок продольного изгиба и надвигов, а в сводах — блоковых, коробчатых синвулканических антиклиналей, полостей отслаивания. В этих структурах локализовались поздние субвулканические тела кислого состава раннедевонского возраста. Заключительная поздневулканическая стадия отличалась большей стабильностью тектонического режима. Оси главных нормальных напряжений, максимальных и минимальных, располагались веерообразно в плоскости, перпендикулярной к простирианию вулканического трога. В это время Блявинская вулcano-тектоническая структура испытывала деформацию поперечного изгибания. Подобное изменение палеотектонического поля напряжений привело к омоложению древних разломов, активизации зон, залеченных в начальные стадии субвулканическими телами, и способствовало формированию эпигенетических медноколчеданных рудных залежей.

Структурно-петрофизический контроль оруденения

По данным полевых и лабораторных исследований составлена схематическая петрофизическая карта рудного поля, на которой выделено 10 основных петрофизических групп пород (рис. 34, табл. 13).

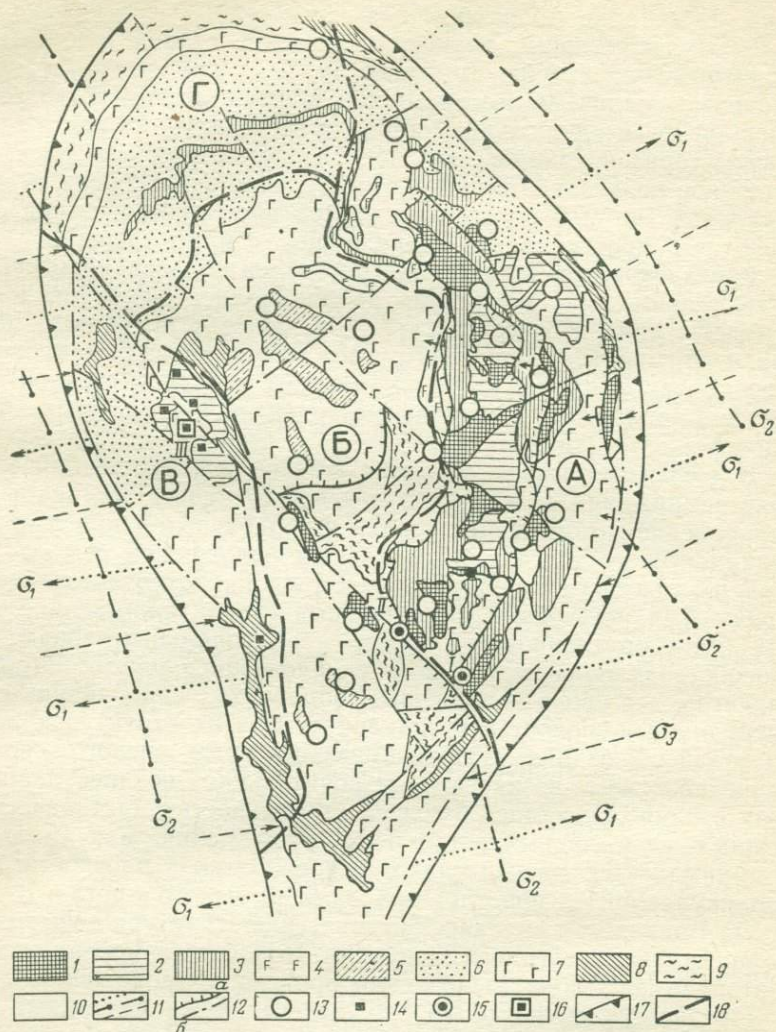


Рис. 34. Структурно-петрофизическая схема Блявинского рудного поля.

1—10 — петрофизические группы пород (см. табл. 13); 11 — траектории главных нормальных осей напряжения (максимальных — σ_1 , промежуточных — σ_2 , минимальных — σ_3). Стрелки указывают направление погружения осей); 12 — тектонические нарушения (*a* — надвиги, *b* — сбросо-сдвиги); 13—14 — месторождения, рудопроявления и пункты минерализации, принадлежащие рудным формациям: 13 — медноколчеданной, 14 — меднопорфировой. Структурно-металлогеническое районирование: 15—16 — участки, благоприятные по структурно-петрофизическим данным для обнаружения месторождений: 15 — медноколчеданных (1 — Уразбахтинский, 11 — Алчембаевский), 16 — меднопорфировых (111 — Цесовский); границы: 17 — Блявинской рудоносной подзоны, 18 — рудоносных блоков. Рудоносные блоки: А — Восточно-Блявинский, Б — Центрально-Блявинский, В — Западно-Блявинский, Г — Ракитянский

Петрофизическая характеристика горных пород Блявинского рудного поля

Петрофизические группы пород	Породы	Число проб	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Упругость							Твердость по Шору, усл. ед.	Кпк
					скорости ультразвуковых волн, км/с			коэффициент Пуассона	модули, 10 ³ кгс/см ²		сопротивление одному сжатию, кгс/см ²		
					продольных	поперечных	поверхностных		Юнга	сдвига			
	Гидротермально-метасоматические												
1	Хлорит-серицит-кварцевые с пиритом	40	2,66	3,31	4,34	2,90	2,58	0,10	4,93	2,24	830	63,3	1,29
2	Кварц-эпидот-хлоритовые с пиритом	25	2,78	2,52	3,00	1,82	1,67	0,21	2,22	0,92	—	—	1,97
	Субвулканические												
3	Липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры	140	2,61	1,73	6,17	3,50	3,36	0,26	8,06	3,20	2450	90,4	0,30
4	Диабазы и габбро-диабазы	60	2,74	2,60	5,10	2,88	2,66	0,27	5,76	2,27	960	65,0	0,77

Петрофизические группы пород	Породы	Число проб	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Упругость							Твердость по Шору, усл. ед.	Кпк
					скорости ультразвуковых волн, км/с			коэффициент Пуассона	модули, 10 ⁶ кгс/см ²		сопротивление одноосному сжатию, кгс/см ²		
					продольных	поперечных	поверхностных		Юнга	сдвига			
	Эффузивные												
5	Липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры	25	2,59	3,39	4,98	3,24	2,86	0,14	6,20	2,72	1524	82,4	0,80
6	Туфы и туффиты основного и среднего состава	10	2,60	6,26	4,52	2,64	2,40	0,24	4,49	1,81	870	—	1,80
	Лавы андезитовых порфиритов	10	2,65	2,55	5,34	3,21	2,89	0,22	6,66	2,73	1670	81,1	0,44
7	Базальтовые порфириты, диабазы и варнолиты	50	2,68	3,69	4,46	2,81	2,50	0,17	4,96	2,12	1120	64,1	1,08
	Интрузивные												
8	Серпентинизированные ультраосновные породы (серпентиниты)	10	2,57	1,95	2,77	1,33	1,25	0,35	2,21	0,45	740	—	1,79
	Осадочные												
9	Кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы	6	2,69	0,84	а) 5,00 б) 5,78	2,80 3,82	2,59 3,42	0,28 0,12	5,40 8,78	2,11 3,92	— —	— —	0,12 —0,10
10	Туфогенные аргиллиты, фтаниты, туфы кислого состава	8	2,59	5,3	а) 3,78 б) 4,55	2,52 2,71	2,22 2,45	0,09 0,22	3,62 4,75	1,65 1,95	— —	— —	1,26

Примечание. Для групп 9 и 10 замеры в образцах произведены в направлениях, ориентированных относительно сланцеватости перпендикулярно (а) и параллельно (б).

1. Хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом имеют достаточно высокую эффективную пористость ($>3\%$), низкие прочность и упругость, что позволяет относить эти породы к наиболее благоприятным для формирования рудовмещающих трещинных структур.

Первичный состав и структура пород, замещавшихся хлорит-серицит-кварцевой ассоциацией вторичных минералов, оказывают существенное влияние на физические свойства метасоматитов. На диаграмме «Модуль Юнга — коэффициент Пуассона» (рис. 35) в кружке I заключены пробы неизменных или слабоизмененных дацитовых порфиров с перлитовой текстурой, а в кружке II — пробы липарит-дацитовых и липаритовых порфиров. Изменение физических свойств дацитовых порфиров под влиянием гидротермально-метасоматических процессов происходит двумя путями. При этом для пород левой ветви (отклоняется в сторону меньших значений коэффициента Пуассона) характерно повышение хрупкости, а для пород правой — пластичности. В породах правой ветви среди вторичных минералов резко преобладает хлорит, тогда как в породах левой — больше серицита и кварца. Для липаритовых порфиров направленность в изменении упругих свойств в зависимости от интенсивности проявления хлорит-серицит-кварцевой ассоциации более однозначна — они становятся хрупкими и менее прочными.

Различие упругих свойств близких по составу и генезису субвулканических образований раннедевонского липаритового комплекса и, как следствие, различие в этих же свойствах образовавшихся по ним метасоматитов приводит к тому, что границы между липаритовыми порфирами и дацитовыми порфирами часто оказываются тектонически нарушенными. Здесь широко развиваются тектонические брекчии, эксплозивные брекчии, гидротермально-метасоматические образования и медноколчеданное оруденение (Малая линза Блявинского месторождения).

2. Кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты с пиритом слагают значительные участки на западном и

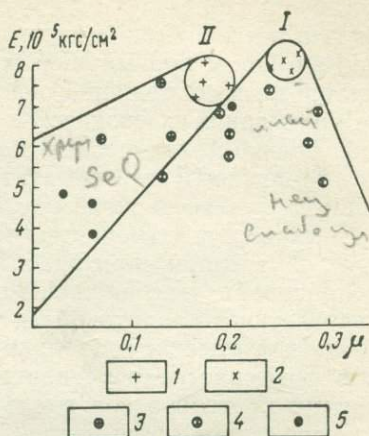


Рис. 35. Характер изменения модуля упругости (E) и коэффициента Пуассона (μ) вулканогенных пород кислого состава при наложении на них хлорит-серицит-кварцевой ассоциации.

1 — неизменные и слабо измененные липаритовые порфиры; 2 — то же, дацитовые порфиры; 3 — вторичные изменения средней степени (частичная перекристаллизация породы, серицита и хлорита до 20—25%) по липаритовым порфирам; 4 — то же, по дацитовым порфирам; 5 — вторичные хлорит-серицит-кварцевые породы

восточном крыльях Блявинской синклинали и играют важную роль в локализации медного оруденения. Породы этой группы, так же как и предыдущей, характеризуются значительными вариациями в содержании основных компонентов, что отражается на колебаниях их физических свойств. Однако массовые определения физико-механических параметров показали, что кварц-эпидот-хлоритовым метасоматитам свойственна пониженная пористость, а плотность их возрастает по сравнению с пористостью исходных пород. Отмечается и общая закономерность в поведении этих образований при рудоотложении. Все месторождения и рудопроявления расположены по периферии полей развития пород кварц-эпидот-хлоритовой ассоциации, тогда как во внутренних их частях отмечается только убогая сульфидная вкрапленность. Это объясняется образованием легко проницаемых для рудоносных растворов зон вдоль границ резко различных по упругим свойствам групп пород.

3. Субвулканические липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры обладают максимально высокими для горных пород района упругими и прочностными свойствами, низкой пористостью и пластичностью (см. табл. 13). Для них характерно закономерное уменьшение эффективной пористости и увеличение плотности по направлению от кровли залежей к подошве. Невысокий коэффициент Пуассона, значительная прочность и высокие значения модулей Юнга и сдвига привели к тому, что при напряжениях ниже предела прочности практически все породы других петрофизических групп интенсивно деформировались (образовывались зоны дробления, рассланцевания и милонитизации), а в описываемых субвулканических телах кислого состава формировались только участки повышенной макро- и микротрещиноватости. В связи с этим вдоль контактов тел возникали зоны повышенной проницаемости, благоприятные для циркуляции гидротермальных растворов.

4. Среднезернистые диабазы и габбро-диабазы достаточно широко развиты среди вулканогенно-осадочных толщ базальтового состава, слагающих большую часть пород рудного поля. Помимо петрографических признаков они четко выделяются среди эффузивов подобного состава большей плотностью, в 2 раза более низкой эффективной пористостью и заметно ббльшим модулем упругости. Благодаря этим свойствам многочисленные силлы субвулканических диабазов и габбро-диабазов совместно с вмещающими их кремнисто-глинистыми сланцами образовывали экраны для рудоносных растворов.

5. Слабоизмененные эффузивные липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры развиты спорадически в центральной части рудного поля и отличаются от близкой к ним по петрографическому составу группы субвулканических образований главным образом

в 2 раза большей эффективной пористостью и меньшей упругостью. Пространственно эта группа приурочена к тектонически наиболее стабильным частям рудоносной структуры, в связи с чем роль ее пассивная.

6. Туфы и туффиты основного и среднего состава и лавы андезитовых порфиритов. Изучение физических свойств отдельных литологических разностей, слагающих этот комплекс, показало, что туфовая и туффитовая компонента (80—85% объема) характеризуется исключительно высокой пористостью (6—10%) и проницаемостью (единицы миллиарда), низкими плотностью и упругостью. Встреченные же среди туфов потоки лав обладают такими же свойствами, как и породы субвулканических образований кислого состава, но из-за небольших размеров нами в расчет не принимаются. По петрофизическим параметрам описываемая толща пород исключительно неблагоприятна для локализации эпигенетических руд, поскольку она легко проницаема для рудоносных растворов и не перекрыта (в современном срезе) экранирующими породами.

7. Базальтовые порфириты, диабазы и варнолиты — в пределах исследуемой структуры наиболее широко развитая петрофизическая группа пород, слагающая почти весь вулканогенный разрез сакмарской серии. Общей чертой пород группы является резко пониженная прочность (в 1,3—1,8 раза) и существенно (в 2 раза) бóльшая эффективная пористость по сравнению с этими свойствами субвулканических пород кислого состава. В условиях, когда напряжения достигали предела прочности эффузивных пород основного состава, они в связи с высоким содержанием мелкочешуйчатого хлорита в их составе преобразовывались в пластичные сланцеватые породы и хлорит-карбонатные сланцы. В это же время субвулканические тела сохранялись массивными, но в их приконтактных зонах формировались участки повышенной микротрещиноватости.

8. Серпентинизированные ультраосновные породы слагают небольшую по объему часть пород, но роль их в формировании рудоносной структуры весьма велика. Небольшая прочность, максимально высокая пластичность, низкие значения модулей упругости и скоростей распространения ультразвуковых волн — все эти свойства обусловили исключительную «текучесть» гипербазитов при тектонических деформациях. Присутствие их в зонах всех крупных разломов, ограничивающих рудное поле, способствовало консервации древних структур в силурийско-девонских вулканогенных толщах, которые вели себя как жесткие плиты, обтекаемые гипербазитами.

9. Кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы характеризуются резко выраженной анизотропией физических свойств. Максимальные значения скоростей

ультразвуковых волн и проницаемости отмечаются вдоль слоистости, а минимальные — вкрест ее. Слагая небольшие участки среди более однородных и массивных потоков диабазов, сланцы, как правило, интенсивно сплюснуты. Наблюдаемая плейчатость сформировалась в конседиментационный период, когда в породе еще не закончились диагенетические изменения и она представляла собой достаточно пластичную и непрочную массу. Отмечаемая в настоящее время анизотропия физических и механических свойств привела к тому, что в зависимости от структурного положения пачки сланцев на участках пологого залегания являлись структурно-литологическими экранами, а на крутопадающих крыльях антиклинальных складок формировали легко проницаемые зоны.

10. Туфогенные аргиллиты, фтаниты, туфы кислого состава (отложения кураганской и губерлинской свит) развиты по периферии Блявинской синклинали. В целом это достаточно пластичные, пористые и непрочные образования. Их упруго-прочностные характеристики значительно ниже по абсолютному значению, чем для подавляющей массы пород липарит-базальтовой формации, слагающей Блявинскую структуру, в связи с чем в прибортовых зонах синклинали описываемые туфогенно-осадочные отложения интенсивно дислоцированы, часто рассланцованы и, как правило, разбиты густой сетью разломов и зон трещиноватости; здесь спорадически развивается приразломный кливаж.

Рудная минерализация

Формирование рудных залежей активно протекало в течение двух этапов — силурийского и раннедевонского.

Для **силурийского этапа** характерно вулканогенно-осадочное рудообразование. Существовавший в это время палеотектонический режим способствовал образованию диагональной системы синвулканических разломов, к пересечениям которых приурочены участки повышенной проницаемости. По ним осуществлялась циркуляция рудоносных растворов и отложение на дне палеобассейна сульфидно-гематитовых полосчатых руд. Полосчатость обусловлена тонким многократным чередованием сульфидных (пирит, халькопирит, сфалерит) и нерудных полос. Последние сложены кремнистыми сланцами, яшмами, тонкообломочными туфами и туффитами основного состава. При отсутствии нерудных прослоев полосчатость сохраняется благодаря ритмичной смене грубозернистых сульфидных слоев более тонкозернистыми. Полосчатые сульфидно-гематитовые руды ассоциируют с осадочными породами и не декрепитируют (Ручкин, Демин, 1969; Скрипченко, 1972).

В **раннедевонский этап** формировались эпигенетические гидротермальные рудные залежи, парагенетически связанные

с нижнедевонским липаритовым комплексом (Яковлев и др., 1965). Блявинская рудоносная структура в этот период развивалась как складка поперечного изгиба (см. рис. 34). Пространственное размещение месторождений и рудопроявлений определялось в первую очередь особенностями строения рудоносных блоков. Месторождения в них контролировались зонами субмеридиональных сбросов и местами их пересечения с крупными, длительно развивавшимися разломами (Блявинское, Комсомольское, Яман-Касинское месторождения). В некоторых случаях рудные объекты приурочены к пересечениям сопряженных систем тектонических нарушений (Разумовское месторождение) или к тектонически осложненным крыльям антиклинальных складок (Алчёмбаевское рудопроявление). В локализации рудных тел важное значение имели полости отслаивания, зоны тектонических брекчий на контактах субвулканических тел, участки сопряжения крутопадающих и пологих нарушений, зоны трещиноватости и рассланцевания, структурно-литологические экраны, участки пород, благоприятных по физико-механическим свойствам для рудообразования.

На месторождениях рудного поля установлено четыре главных типа литологических экранов: 1) горизонт массивных базальтовых порфиритов, 2) блоки массивных субвулканических пород кислого состава, 3) блоки кварцитов и кварц-серицитовых пород, 4) пачка диабазов, вариолитов, сланцев и яшм, переслаивающихся с силлами субвулканических среднезернистых диабазов. Первый и второй типы наиболее ярко представлены на Комсомольском месторождении; основное значение имеет первый.

Горизонт массивных базальтовых порфиритов мощностью 70—120 м почти повсеместно прослеживается в кровле рудных залежей. Порфириты содержат мелкие (1—2 мм) фенокристаллы альбитизированного плагиоклаза и имеют тонкозернистую пилотакситовую или гиалопилитовую структуру основной массы. Породы характеризуются низкой эффективной пористостью (0,6—2,0%) и несколько повышенной плотностью (2,66—2,71 г/см³). По сравнению с рудовмещающими образованиями пористость базальтовых порфиритов в 5—7 раз меньше.

Блоки массивных субвулканических пород кислого состава обычно служат локальными экранами для рудоносных растворов. В сложении их принимают участие дацитовые порфириты, липарит-дацитовые и липаритовые порфиры. Блоки залегают среди тектонически нарушенных и гидротермально измененных пород и обладают очень низкой эффективной пористостью (1,3%). Подобные экраны широко развиты на месторождениях Блявинского рудного поля. Интересно отметить, что в ряде случаев такие блоки служили экранами и для дорудных гидротермальных растворов, ограничивая

в вертикальном направлении зоны развития кварц-серицит-хлоритовых образований.

Блоки кварцитов и кварц-серицитовых пород тоже могут экранировать рудные растворы. При этом важное значение приобретает отношение степени пористости рудовмещающих и экранирующих образований. Наиболее благоприятно отношение 2:1 и выше. Например, кварц-серицитовые породы, встреченные в кровле рудных тел на Комсомольском месторождении, имеют эффективную пористость 2,5—3,5%, тогда как взрывные брекчии, замещаемые рудой, обладают в 2—2,5 раза более высокой пористостью (среднее значение 7,28%).

Пачки диабазов, вариолитов, сланцев и яшм, переслаивающиеся с силлами субвулканических среднезернистых диабазов, образуют протяженные (1—3 км) структурно-литологические экраны. Исключительно важное значение имеет положение слоистой пачки в структуре месторождения. Наиболее благоприятны случаи приуроченности пачек к пологим флексурам и крыльям антиклинальных складок. Подобные экраны встречены на Блявинском и Разумовском месторождениях, а также на Промежуточном, Алчембаевском и других рудопроявлениях. Эффективная пористость экранирующих оруденение пачек переслаивания в направлении вкрест напластования обычно не превышает 1,5—2,5%, а проницаемость $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-6}$ мД. В то же время по напластованию пористость возрастает до 4—5%, а проницаемость до $n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^{-2}$ мД и больше. В зависимости от конкретных соотношений пористости и проницаемости пород отдельных горизонтов оруденение концентрируется не строго у подошвы экранирующей пачки, а проникает обычно в ее центральные части, замещая породы пачки.

Среди наиболее благоприятных по физико-механическим свойствам для замещения рудным веществом пород можно выделить четыре группы: 1) взрывные брекчии, 2) туфы, шлаковые лавовые брекчии и туффиты (основного и среднего состава), 3) тектонические брекчии пород кислого состава, 4) кварц-серицит-хлоритовые образования. Все они характеризуются высокими значениями эффективной пористости (3,5—10,0%) и проницаемости (0,1—0,01 мД). Среди кварц-серицитовых пород благоприятны для рудоотложения разности с повышенным содержанием серицита и хлорита. Обладая высокой пористостью и большой проницаемостью, они к тому же являются исключительно хрупкими и непрочными образованиями. Характеризующие их низкие значения модуля Юнга и коэффициента Пуассона — благоприятный фактор для широкого развития рудовмещающих трещинных структур.

Несколько отличающиеся данные о роли физико-механических свойств в локализации оруденения получены при изучении сульфидной минерализации, развитой в западной части рудного

поля и ассоциирующей с комагматичными интрузиями габбро-диоритов раннедевонского возраста (Старостин, 1968₃; Старостин и др., 1972). Установлено, что: 1) оптимальная для рудоотложения эффективная пористость здесь составляет около 2,5—3%; 2) по упругим и прочностным свойствам благоприятными для формирования рудолокализирующих структур (зон микротрещиноватости) являются пропилитизированные диориты; 3) неизмененные и ороговикованные вулканогенные и интрузивные породы по свойствам были благоприятны для формирования структурно-литологических экранов (они малопористые и характеризуются в 1,5—2 раза более высокими величинами параметров упругости и прочности, чем рудовмещающие пропилитизированные диориты).

Таким образом, тектонические и гидротермально-метасоматические процессы в предрудное время формировали высокопористые породы с низкой плотностью и упругостью. Эти образования способствовали возникновению зон повышенной проницаемости, которые были использованы гидротермальными рудоносными растворами, образовавшими промышленные залежи. Все это последовательно приводило к уплотнению пород, сокращению открытой пористости и резкому увеличению упругих параметров. Проведенное комплексное структурно-петрофизическое изучение Блявинского рудного поля показало, что петрофизические и тектонофизические характеристики являются одними из наиболее важных предпосылок медноколчеданного оруденения. Анализ петрофизической схемы, на которую нанесены фрагменты тектонического поля напряжений на период формирования раннедевонских эпигенетических рудных залежей, позволил наметить конкретные участки, перспективные на обнаружение месторождений медноколчеданных руд (см. рис. 34).

ГЛАВА 4

РУДНЫЕ ПОЛЯ ЗОН ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПОПЕРЕЧНОГО СЖАТИЯ ПРИ ПРОДОЛЬНОЗОНАЛЬНОМ УДЛИНЕНИИ (ПОДТИП IIa)

Рудные поля этого подтипа обычно приурочены: 1) к узким линейным асимметричным синклиналям или флексурам, часто являющимся шовными, и 2) к зонам, разделяющим длительно развивавшиеся геоантиклинали и геосинклинали. В основании разреза подобных структур, как правило, залегают терригенные осадочные толщи. Тектонические движения, связанные с неравномерным ростом соседних антиклинорий, приводили к заложению между ними первоначально зоны сдвига с опережающими сопряженными крутопадающими разломами и кулисной

системой трещин отрыва. В зависимости от палеотектонического режима в ранневулканические стадии формировались либо левые, либо правые сдвиги. Сопряженные системы опережающих, диагональных по отношению к простираанию зоны разломов (особенно узлы их пересечения с главным разломом) служили магмовыводящими каналами. Они контролировали позицию формировавшихся в это время многочисленных мелких вулканических сооружений, субвулканических тел, жерл и некков. Изменения направления и интенсивности латеральных сжимающих усилий приводили к открытию или закрытию магмовыводящих каналов и соответственно ослаблению или усилению вулканических процессов, что позволяет выделять по вариациям палеотектонических полей напряжений подстадии. В заключенные каждой подстадии отлагались вулканогенно-осадочные руды колчеданного и медноколчеданного состава, которые пространственно тяготели к вулканическим сооружениям.

На заключительных стадиях синвулканических этапов в связи со взбросо-сдвиговыми движениями палеотектоническая обстановка изменялась. Сжимающие и растягивающие усилия располагались в плоскости, перпендикулярной к общему простираанию зон, при этом ось максимального главного нормального напряжения была ориентирована вертикально. Активно формировались складки продольного изгиба и нагнетания, надыги и крутопадающие сопряженные системы разломов. Имели место предрудные гидротермально-метасоматические процессы и рудообразование, протекавшие в течение нескольких подстадий, фиксируемых разновременными прожилками кварца, карбоната с сульфидами, вулканогенно-осадочными и в меньшей мере гидротермально-метасоматическими рудами. Дополнительное латеральное сжатие поддерживало высокий градиент давления в гидротермальной системе.

В сининтрузивный этап активно развивавшиеся по бортам зон геосинклинали, в сводовых частях которых в это время формировались тела гранитоидов, приводили к увеличению сжимающих усилий и к изменению их направления. Из горизонтальных на более ранних синвулканических этапах они приобрели наклонную (под углом $40-50^\circ$ к горизонту) ориентировку, но продолжали действовать по-прежнему в плоскости, поперечной к простираанию зон. По продольным сколовым трещинам происходили микросбросы и сдвиги с амплитудой от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Интенсивность трещиноватости в течение этого этапа возрастала. По более крупным нарушениям смещения достигали нескольких метров и даже десятков метров. Ширина рудных полей сократилась в 2—3 раза, а наклоны пластов в поперечном направлении увеличились от $10-30$ до $80-90^\circ$. Вулканические сооружения, экзотрузии, субвулканические тела, потоки лав приобретали форму уплощенных, в ряде случаев раздробленных будин.

В заключительные этапы формирования структуры в связи с прекращением развития соседних антиклинорий имела место инверсия палеотектонического поля напряжения: произошло раскрытие системы, прежде находившейся в сжатом состоянии. Максимальные сжимающие усилия теперь были направлены горизонтально вдоль рудной зоны, а растягивающие — вертикально и в поперечном направлении.

К подобному структурно-петрофизическому подтипу относятся Тишинское, Стрежанское, Старковское, Шубинское и Гусяковское рудные поля на Рудном Алтае.

ТИШИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Тишинское рудное поле, изучавшееся Б. В. Маньковым (1969), Ю. Ф. Олейником, Г. С. Дурневым (1971), В. И. Старостиним, Г. Ф. Яковлевым, В. В. Авдониным, Т. Я. Гончаровой и др. (Тектоно-вулканические структуры ..., 1973), расположено в центральной части Кедровско-Бутачихинской рудоносной зоны, представляющей собой узкую полосу вулканогенно-осадочных пород среднедевонского возраста. Последние слагают юго-западное крыло Синюшинского антиклинория. Ядро антиклинория сложено гранитоидами змеиногорского комплекса ($C_1 - C_2?$), прорывающими метаморфические породы (кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-эпидот-актинолитовые и другие сланцы), которые большинством предшествующих исследователей относились к нижнепалеозойским (ордовикским) образованиям. Детальные геолого-структурные исследования последнего времени показали, что они имеют более молодой, возможно среднедевонский, возраст (Гончарова, Авдонин, 1973). Среди вулканогенно-осадочных отложений фаунистически охарактеризованного среднего девона в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны выделены следующие свиты (снизу вверх): крюковская — песчаники и алевролиты, нередко связанные постепенными переходами с нижележащими породами метаморфической толщи, ильинская, сложенная липаритовыми порфирами, андезитово-базальтовыми порфиритами, разнообразными по составу туфами, туффитами, лавовыми брекчиями, а также известковистыми алевролитами (в основании свиты залегает прерывистый горизонт кварцевых конгломератов), успешная — преимущественно эффузивные и пирокластические образования липаритового и липарит-дацитового состава, шипуновская — алевролиты, в нижней части встречаются вулканогенные образования (туфы и туффиты) кислого состава.

В целом Кедровско-Бутачихинская зона представляет собой крупную линзу вулканогенно-осадочных пород, заключенную между метаморфизованными отложениями предположительно среднедевонского возраста и осадочными образованиями шипуновской свиты. Породы, слагающие зону, залегают круто,

почти вертикально. Максимальная мощность вулканогенных ильинской и успенской свит характерна для центральной части зоны, тогда как в северо-западной и юго-восточной частях наблюдается резкое уменьшение мощности свит и почти полное выклинивание вулканогенных частей разреза. Применение анализа фаций и мощностей, а также палеовулканического анализа позволило выявить определенные закономерности в строении зоны. Установлено, что описываемая зона имеет блоковое строение. В ее пределах выделено пять структурно-фациальных блоков: Таловский, Черемшанский, Острушинский, Центральный (Тишинское рудное поле) и Юго-Восточный. Каждый из этих блоков характеризуется определенным набором фаций и мощностей вулканогенно-осадочных образований. Блоки один от другого отделены разломами субширотного и северо-восточного направлений, имеющими конседиментационное заложение и впоследствии неоднократно подновлявшимися. Интересной особенностью зоны является присутствие вулканических сооружений — реликтов древних вулканов. Выделяется пять таких сооружений: Черемшанский, Острушинский, Сигнальный, Козлушинский и Познопаловский. В результате проведенной в соответствии с методическими приемами, описанными в первой части работы (см. рис. 20, табл. 6), палеопетрофизической реконструкции были составлены структурно-петрофизические схемы рудного поля для настоящего времени и для периода, предшествовавшего региональному расщеплению (см. рис. 21). Наиболее удобным показателем для подобного типа схем оказался комплексный петрофизический коэффициент (Кпк). Изолинии Кпк отчетливо оконтуривают древние вулканические постройки, экструзивные и субвулканические образования, позволяют определить положение конседиментационных разломов и реконструировать детали строения палеовулканических сооружений. Составленные схемы в совокупности с данными фациального и тектонофизического анализа рудовмещающих вулканогенных комплексов позволили выявить основные черты структуры рудного поля и последовательные этапы его формирования.

Структура рудного поля

Главные палеовулканические структуры Тишинского рудного поля приурочны к отложениям ильинской и успенской свит среднедевонского возраста (рис. 36). Ильинская свита повсеместно залегает на песчано-сланцевых отложениях крюковской свиты и характеризуется большой мощностью, широким развитием вулканогенных пород кислого состава, а также присутствием крупных пачек смешанных туфов, являющихся маркирующими горизонтами. Анализируя строение свиты в пределах рудного поля, можно выделить три типа разрезов: 1) маячный, пред-

ставленный вулканогенными образованиями кислого и основного состава, а также пачками туффитов и осадочных пород; 2) познопаловский — существенно туфогенно-осадочный; 3) сигнальный — вулканогенный, преобладают лавы, туфы и туффиты андезито-базальтового состава. Раннеэйфельский вулканизм завершился формированием пачек тонкообломочных туфов и туффитов среднего состава.

Залегающая выше успенская свита отличается необычной пестротой фациального состава и в пределах рудного поля разделяется на две подсвиты: нижнюю (сокольную) и верхнюю. Сокольная подсвита состоит из однородных пачек углисто-глинистых сланцев, известковых алевролитов с подчиненными прослоями туфов и туффитов кислого состава и туфогенных алевролитов. В западной и восточной частях рудного поля подсвита имеет минимальные мощности (около 200 м) и заметно обогащена прослоями вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (до 20—25% разреза). В центральной части мощности максимальные (до 700—800 м) и примесь вулканического материала незначительная. Верхняя подсвита сложена в основном вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кислого состава и характеризуется резкой фациальной изменчивостью.

Детальный палеовулканический анализ позволил выделить в пределах рудного поля в толщах ильинской и успенской свит четыре вулканических сооружения — Познопаловское, Сигнальное, Козлушинское и Острушинское.

Познопаловское вулканическое сооружение преимущественно липаритового состава является наиболее крупным и сложным по строению. В ширину оно прослеживается более чем на 5 км. Максимальная мощность отложений в его центральной части достигает 1 км. Познопаловский стратовулкан начал формироваться в форме вулканической постройки центрального типа с раннеэйфельского времени на песчаниках и алевропесчаниках крюковской свиты. В центральной наиболее мощной и сложно построенной части широко развиты лавы, лавобрекчии и ранние субвулканические тела кислого состава.

В поперечном разрезе выявляется зональное строение. В нижних частях преобладают разнообломочные туфы липаритовых порфиров с подчиненным количеством лавовых потоков. Последние имеют небольшие размеры: в длину несколько сот метров, по мощности — десятки метров. Центральная часть сложена главным образом лавами и лавовыми брекчиями липаритовых порфиров. Здесь широко развиты ранние субвулканические тела и разнообразные обломочные породы (автомагматические брекчии, лавы, агломератовые несортированные грубообломочные туфы). В верхней части наблюдается переслаивание туфов и туффитов с лавами. Преобладают лапиллиевые туфы. На западном фланге вулканического сооружения в разрезе преобладают туфы, а лавы слагают только 25—30% объема

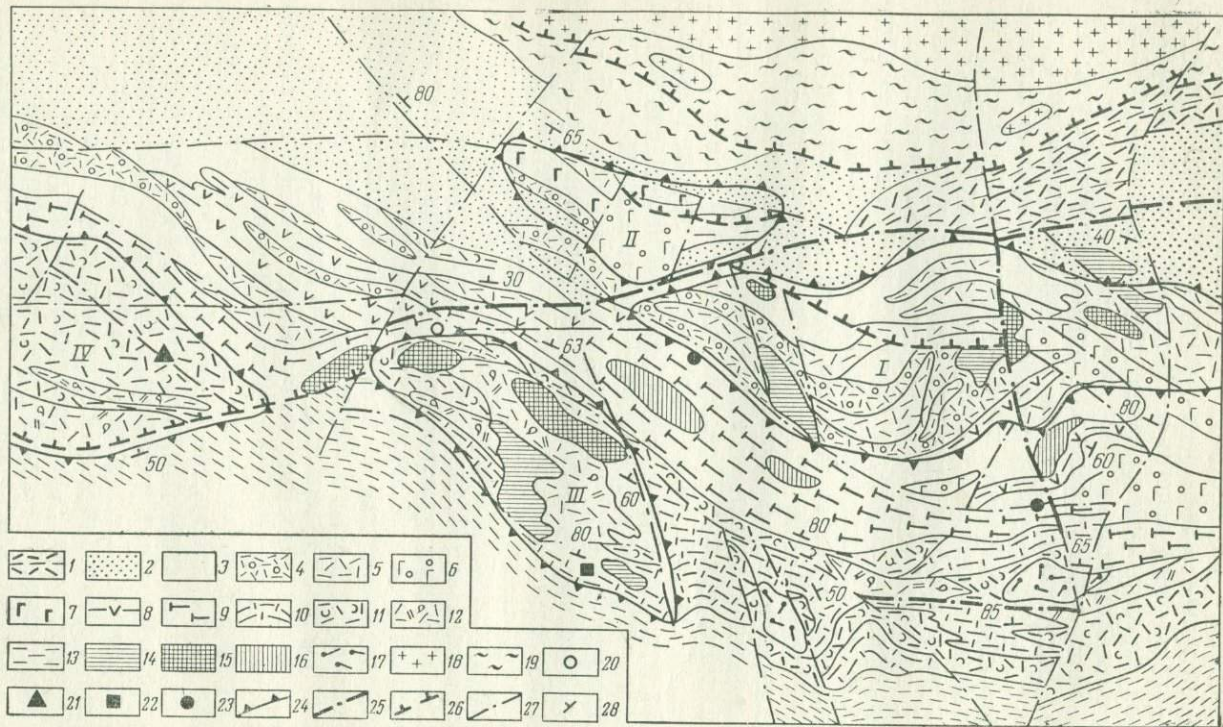


Рис. 36. Геолого-структурная схема Тишинского рудного поля.

1 — ленинградская свита — переслаивание туфов и лав липаритовых порфиров с алевролитами; 2 — крюковская свита — песчаники; 3—8 — ильинская свита: 3 — туфогенные алевролиты, 4 — бомбовые туфы и 5 — лавы липаритовых порфиров, 6 — туфы и 7 — лавы базальтовых и андезитовых порфиров, 8 — туффиты среднего состава; 9—12 — успенская свита: 9 — нижняя (сокольная) подсвита — переслаивание алевролитов с углисто-глинистыми сланцами, 10—12 — верхняя подсвита (10 — известковистые

алевролиты с прослоями туффитов кислого состава, 11 — грубообломочные туфы, 12 — лавовые брекчи липаритовых и липарит-дацитовых порфиров); 13 — шипуновская свита — глинистые сланцы, алевролиты и песчаники; 14 — ранние субвулканические тела липаритовых и липарит-дацитовых порфиров; 15—16 — поздние субвулканические тела; 15 — липаритовых порфиров, 16 — андезитовых порфиров; 17 — экзтрузии липаритовых порфиров; 18 — гранодориты эменгорского порфиролекса; 19 — кварц-эпидот-хлоритовые метасоматические образования по вулканогенно-осадочным породам девонского возраста; 20—23 — рудная минерализация: 20 — вкрапленная и прожилковая-вкрапленная жильного типа, 21 — орудование внутренних палео-вулканических сооружений, 22 — сульфидная вулканогенно-осадочного генезиса на контакте вулканических сооружений с палео-рекрывающими толщами, 23 — руды в паках переслаивания в талдукольных частях палеовулкана; 24 — контуры тектоно-вулканических сооружений (I — Познопаловское, II — Сигнальное, III — Козлушинское, IV — Острушинское); 25 — синвулканические взбросо-сдвиги; 26 — надвиги; 27 — поствулканические разломы; 28 — элементы залегания

пород. По обломочности устанавливается закономерное уменьшение размера обломков в направлении к периферической зоне описываемого сооружения, в связи с чем на меридиане горы Сигнал уже широко развиты тонкообломочные витрокластические туфы и игнимбриты, а также в заметных количествах туффиты и туфогенные алевролиты.

Среди образований, принимающих участие в строении стратовулкана, наиболее распространены липаритовые порфиры с вкрапленниками кварца и плагиоклаза и афировые липаритовые порфиры. Липаритовые порфиры с мелкими вкрапленниками кварца и плагиоклаза (не более 10—15% объема породы) обладают фельзито-микрוליтовой, реже сферолитовой структурой основной массы. Породы неоднородные, обычно с комковатой отдельностью; широко распространены брекчиевые структуры, возникшие в результате многократного дробления и цементации последующими порциями магматического расплава. Афировые липаритовые порфиры характеризуются прежде всего фельзитовидными структурами основной массы и почти полным отсутствием вкрапленников. Среди них часто встречаются разности с флюидальными текстурами. Помимо отмеченных двух основных разновидностей лавовых пород имеются также специфические лавовые брекчи с обломками подстилающих туфогенно-осадочных и осадочных пород, но они развиты главным образом в прижерловой зоне.

Субвулканические тела представлены двумя основными типами — ранними и поздними. Первые образуются одновременно с формированием вулкана и характеризуются приуроченностью к прижерловой зоне. В отличие от лав они несколько лучше раскристаллизованы. Фельзитовидные разности встречаются только в приконтактовой зоне; для них характерно несколько повышенное содержание вкрапленников и широкое развитие сферолитовых структур в основной массе. Главное же отличие заключается в структурной позиции, морфологии тел и физико-механических свойствах. Наиболее крупное тело подобного типа откартировано на северном склоне горы Маяк, где оно, простираясь в субмеридиальном направлении, пересекает терригенные

отложения крюковской свиты, протягивающиеся здесь субшироотно, и туфогенно-осадочные породы низов ильинской свиты.

Поздние субвулканические породы распространены ограниченно и представлены липаритовыми порфирами с обильными (40—30%) крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата, гранофировыми, сферолито-микролитовыми и гипидиоморфно-зернистыми структурами основной массы. Они приурочены как к древним разломам, контролировавшим распределение фаций вулканогенных пород, так и к более поздним поствулканическим нарушениям, осложняющим вулканическое сооружение. Подобные тела встречены в прижерловой зоне, в зонах субмеридиональных, субширотных и северо-западных разломов, осложняющих западное крыло и купольную часть вулкана. Обычно это мелкие штоки, дайкообразные тела, реже пласто- и линзообразные залежи. Непосредственно у контактов таких тел или на некотором удалении от них нередко фиксируются автомагматические брекчии, содержащие обломки вмещающих пород глубоких горизонтов, сцементированных тонкозернистым магматическим материалом.

В обломках разнообразной формы и размеров преобладают липаритовые порфиры (лавовые, ранние и поздние субвулканические фации), реже осадочные и вулканогенно-осадочные породы крюковской и ильинской свит.

В строении описываемой вулканической постройки помимо вулканитов кислого состава, представляющих собой продукты эксплозивной деятельности вулканического очага кислой магмы, значительную роль играют осадочные породы, а также вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования основного и среднего состава (от базальтового до андезитового). Кроме того, отмечаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, представленные смесью вулканического материала кислого, среднего и основного состава.

Фациальный анализ отложений, слагающих Познопаловский стратовулкан, показывает, что породы основного состава — результат деятельности самостоятельных вулканических центров. Наблюдается некоторая асимметрия в составе и мощностях вулканогенно-осадочных образований основного и среднего состава, слагающих восточную, центральную и западную части стратовулкана. Это выражается в широком развитии бомбовых и лапиллиевых туфов и отдельных прослоев лав андезито-базальтового состава в восточной части вулканической постройки, где, таким образом, можно выделить обособленный центр вулканизма основного состава. Западную часть постройки слагают главным образом туффиты с резко подчиненным количеством мелкообломочных туфов, тяготеющих к другому центру андезито-базальтового вулканизма, располагающемуся в районе горы Сигнал.

Сигнальное вулканическое сооружение формировалось одновременно с Познопаловским и сложено главным образом вулканогенными образованиями андезито-базальтового состава. Длина его (ширина основания) около 1,5 км, ширина (высота) 600—800 м. В центральной части установлены лавовые потоки, имеющие часто брекчиевый облик, бомбовые и лапиллиевые туфы. По периферии постройки развиты туфы средне- и мелкообломочные, причем доминирующую роль играют туффиты среднего состава, туфогенные алевролиты и песчаники. В граничных и центральных частях постройки значительный объем слагают породы кислого состава, представляющие собой окраинные участки Познопаловского стратовулкана (фации удаленных зон). Среди них преобладают литовитрокластические туфы и тонкообломочные туффиты; подчиненную роль играют небольшие пластообразные тела лав и ранних субвулканических образований.

При анализе фациальных особенностей ильинской свиты в пределах рудного поля отчетливо устанавливается приуроченность вулканогенных пород основного состава к двум участкам: Сигнальному вулканическому сооружению и району горы Маяк. Последний, возможно, представляет собой постройку, аналогичную Сигнальному стратовулкану. Общая картина взаимного распределения фаций вулканогенных пород основного и кислого состава дает основание предположить существование обособленных центров кислого и основного вулканизма.

Козлушинское вулканическое сооружение сложено лавовыми брекчиями липарит-дацитового состава, содержащими обломки различных осадочных пород. Современный эрозионный срез обнажил на дневной поверхности часть центрального аппарата. Здесь же откартировано крупное субвулканическое тело, приуроченное к прижерловой зоне и ориентированное в субмеридиональном направлении. Склоны конуса стратовулкана сложены потоками флюидалных лав и линзами туфов. В северо-западном и юго-восточном направлениях наблюдается резкая смена фаций. Причем, как и в случае рассмотренных ранее более древних структур, эта смена происходит по субмеридиональным разломам. Туфы и лавы липарит-дацитовых порфиров сменяются туффитами кислого состава, туфогенными алевролитами, глинисто-углистыми сланцами. В верхней купольной части вулканической постройки установлены своеобразные брекчии. Цемент их тонкообломочный вулканогенно-осадочный, а обломки представлены вулканическими бомбами и лапиллями, реже осадочными породами.

В основании Козлушинского вулкана залегают линзовидные, пластообразные тела поздних крупнокварцевых субвулканических тел липаритовых порфиров. Склоны вулкана достаточно крутые, угол наклона 35° . В связи с наличием вулканического сооружения строение верхней подсвиты успенской свиты в

различных участках рудного поля заметно различается, позволяя выделить два основных типа разрезов.

Тишинский тип устанавливается в обнажениях и по скважинам к юго-западу от Тишинского месторождения. Здесь распространены почти исключительно туфогенно-осадочные породы. Вулканогенный материал составляет до 25—30% объема пород и образует пласты мелкообломочных туфов и туффитов кислого состава; из осадочных пород широко развиты известковистые туфогенные алевролиты, песчаники и в основании подслиты линзы известняков. Разрез пестрый, наблюдается частое переслаивание. Общая мощность около 500 м.

Козлушинский тип разреза характеризуется преимущественным развитием эффузивных фаций, лав и лавовых брекчий липаритовых порфиров, среди которых преобладают фельзитовые разности. Подчиненное значение имеют грубообломочные туфы, а в верхах разреза устанавливается пачка углисто-глинистых сланцев мощностью около 50 м. Общая мощность подслиты здесь около 800 м.

Острушинское вулканическое сооружение располагается в западной части рудного поля в пределах развития отложений успенской свиты (см. рис. 36). В сводовой части этой структуры широко распространены породы околожерловых фаций (бомбовые и глыбовые туфы липаритовых порфиров, лавовые брекчии), скопления спекшихся игнимбритоподобных туфов, встречаются реликты пемзовых потоков и т. д. На склонах развиты туффиты, причем ближе к сводовой части они представлены глыбовыми, а по мере удаления крупно- и среднеобломочными разностями.

Этапы формирования структуры

Реставрация древней вулканической структуры особенно сложна и дискуссионна в сильно метаморфизованных и дислоцированных отложениях Кедровско-Бутачихинской зоны. Однако, опираясь на комплекс современных методов, можно, хотя бы схематически, в сложной истории развития его структуры наметить два этапа — синвулканический и поствулканический, каждый из которых в свою очередь разделяется на ряд стадий и подстадий.

Синвулканический этап включает ранние и поздние стадии.

В ранние стадии происходило накопление осадочно-вулканогенной толщи среднего девона и была заложена главная сеть разломов субширотного и субмеридионального простираний (типа сбросо-сдвигов), активность которых определила резкую смену фаций пород (грубообломочных — мелкообломочными, вулканогенных — осадочными). Вдоль широтных разломов наблюдается развитие рифогенных известняков. Субмеридиональ-

ные разломы являлись границами структурных блоков, представляющих собой захороненные вулканические постройки, образовавшиеся также в ранневулканические стадии. В этот период были характерны нисходящие движения, причем различные блоки опускались с разной скоростью; иногда они испытывали незначительные поднятия и горизонтальные перемещения. Учитывая небольшие размеры палеовулканов (Познопаловского, Сигнального и Козлушинского) и замещение по простиранию слагающих их образований (друг другом), мы предполагаем, что эти постройки — результат проявления единого Бутачихинского многожерлового стратовулкана. В синвулканический этап деятельности последнего намечаются два активных периода — раннеэйфельский и позднеэйфельский — раннеживетский, разделенных промежутками покоя, в которые накапливались терригенные вулканомиктовые осадки (нижнеуспенская подсвита и шипуновская свита). В течение каждого активного цикла вулканизма на изученной площади существовало несколько вулканических центров: в раннеэйфельское время в районах горы Сигнал, верховьев р. Познопаловки, вблизи устья Громатухи, в позднеэйфельское — раннеживетское — в районах гор Острухи, Козлушки, Белолуговской.

В расположении вулканических центров в течение среднего девона отмечается субширотная линейность, совпадающая с направлением устойчивых растягивающих усилий в синвулканическом этапе. Из анализа мощностей лав, лавобрекчий и грубообломочных туфов, развитых в пределах вулканических сооружений, сформировавшихся в оба периода активизации вулканизма, следует, что в это время образовались вулканокупольные структуры и разделяющие их вулканические депрессии. В последних накапливались аллохтонные пирокластические, терригенные и вулканомиктовые образования. Во время затухания активной вулканической деятельности происходило сглаживание вулканического рельефа.

Палеотектонические поля напряжений, построенные по образовавшимся в это время разломам и системам трещин скола, заполненным прожилками халцедоновидного кварца, показали следующее. Предположительно намечается близгоризонтальное, согласное со слоистостью направление главной промежуточной нормальной оси напряжения, субвертикально ориентированного сжимающего усилия и несколько наклоненная к подошве вулканических сооружений (в разрезе в форме веера) ориентировка растягивающих усилий. В ранние стадии также имели место активные горизонтальные движения по северному широтному крутопадающему разлому, который в значительной мере контролировал вулканическую деятельность среднедевонского времени.

Поздnevулканические стадии охватывают заключительный период синвулканического этапа и характеризуются активными тектоническими подвижками. Выделяются три

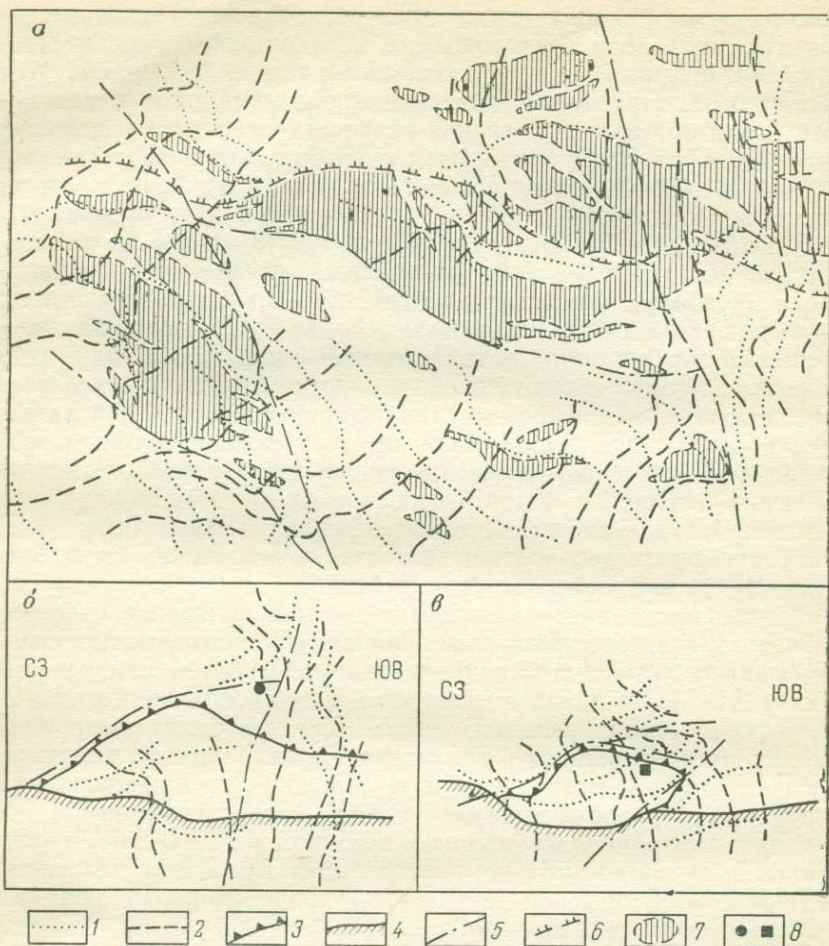


Рис. 37. Палеотектоническое поле напряжений для поздних стадий синвулканического этапа:

a — Тишинское рудное поле, *б* — Познопаловское и *в* — Козлушинское вулканические сооружения.

1—2 — оси главных нормальных напряжений: 1 — максимальных, 2 — минимальных; 3—4 — границы палеовулканов: 3 — внешний контур, 4 — основание сооружений; 5 — сбросо-сдвиги; 6 — надвиги; 7 — эффузивные и субвулканические породы кислого состава; 8 — руды (см. рис. 36)

стадии, последовательно усложнившие вулканическую структуру (рис. 37).

В первую стадию складчатые структуры формировались синхронно с осадконакоплением либо в приповерхностных, либо на более глубоких горизонтах. Обычно это небольшие складки поперечного изгиба с горизонтально ориентированными шарнирами (результат блоковых вертикальных движений), мелкие

складки гравитационного оползания, диагенетические разрывы и структуры локальных проседаний. Все перечисленные нарушения наиболее интенсивно развиты в периферических участках палеовулканических сооружений (восточный борт Познопаловского сооружения, а также западный и восточный фланги Козлушинского сооружения). Следует отметить, что наблюдается тенденция в затухании интенсивности тектонических деформаций к верхам разреза, синхронно ослаблению вулканической активности.

Вторая стадия выражена внедрением поздних субвулканических тел кислого состава. Они образуют тела штокообразной, пластовой, грибообразной и дайкообразной форм, приуроченные к субширотным и субмеридиональным разломам, и развиты особенно широко в пределах древних вулканических сооружений. Субвулканические тела формировались в обстановке сжатия. На это указывают низкая пористость (около 1%), высокое значение коэффициента V_p/V_s (1,72) и низкие величины $K_{пк}$ (—1,13). Кроме того, для них характерна повышенная петроструктурная анизотропия упругих свойств ($K_v=0,7—0,8$). Изучение первичных включений во вкрапленниках кварца показало, что они формировались в интервале температур 1020—1180°C (Зубков, 1972).

Третья стадия характеризуется активным проявлением и завершением тектонических процессов, сопровождавшихся гидротермальной деятельностью, генетически связанной с раннегеосинклинальным вулканизмом. В это время формируются узкие локальные зоны кварц-серицитовых сланцев, приуроченные к субширотным разломам, а также повсеместно развитые системы кварцевых, кварц-карбонатных и карбонатных жил и прожилков. Замковые части складок нарушены разломами, к которым иногда приурочены поздние субвулканические тела. В связи со складчатостью в северной части рудного поля образовались надвиги, вдоль которых развивались пологие зоны рассланцевания, падающие на север под углами 20—30°. Сжимающие усилия в это время были горизонтальными и действовали в направлении северо-восток — юго-запад (см. рис. 37, а).

В структурном блоке, к которому приурочено Тишинское месторождение, ориентировка сжимающих усилий была северо-северо-восточной и несколько отличной от палеотектонического поля напряжений соседних блоков. Благодаря указанным напряжениям на участке Тишинского месторождения по одноименному разлому широтного простирания происходили сдвиговые перемещения и образование полостей отслаивания в приразломных складках. Вблизи субмеридиональных конседиментационных разломов и в надкупольной части палеовулканов тектоническое поле заметно искажалось, что создавало благоприятные условия для формирования полостей отслаивания в гетерогенной слоистой серии, особенно на контактах осадочных

пород и лавовых образований, а также внутри осадочных пачек на границах прослоев, различающихся по упруго-прочностным характеристикам (см. рис. 37, б, в).

Поствулканический этап по времени совпадает с орогенным и посторогенным периодами тектоно-магматической истории района и подразделяется на многочисленные стадии и подстадии, из которых мы отметим только несколько главных.

Наиболее ранней в данном этапе можно выделить стадию региональной трансформации горизонтально залегающей синвулканической структуры в крутопадающую, с опрокинутым на отдельных участках залеганием (моноклираль на юго-восточном крыле продолжавшего формироваться Синюшинского антиклинория). В эту стадию, вероятно, внедрились гранитоиды змеиногорского комплекса.

Последующая стадия характеризуется активным проявлением сдвиговых деформаций, образовавших многочисленные складки волочения и зоны плейчатости около субширотных разломов (см. рис. 36). В эту стадию было смято в пологую синусоидальную складку Познопаловское и изогнуты Козлушинское и Сигнальное вулканические сооружения. Шарниры сформировавшихся крупных складок и мелкой плейчатости ориентированы в северо-восточном направлении под углами 70—85°. Вдоль субширотных разломов фиксируются многочисленные разного масштаба правые сдвиги, наиболее значительный из которых отмечается по Северному широтному разлому.

Стадия регионального расланцевания проявилась активно и повсеместно отмечена на рудном поле. Прежде всего характер и степень (интенсивность) расланцевания, а также морфология расланцованных зон, сформировавшихся в этот период, очень тесно увязываются с петрофизическими особенностями строения данной территории. Выделенные петрофизические типы пород реагировали на тектонические напряжения этого этапа в полном соответствии с петрофизической характеристикой. Вулканогенно-осадочный разрез представляет собой пластичную среду, очень четко реагирующую на изменения тектонического поля напряжения образованием системы субпараллельных трещин скола, простирающие которых изменяется в зависимости от изменения направления осей тектонических напряжений. Субвулканические образования и крупные потоки лав кислого состава являлись жесткими блоками с законсервированной внутри них системой древних тектонических элементов. Около таких блоков наблюдается некоторое искажение поля напряжений. Однако, несмотря на отдельные вариации, в целом расланцевание проявилось в едином плане деформации (рис. 38, а). В общих чертах ориентировка сжимающих усилий была северо-восточной, а растягивающих — северо-западной.

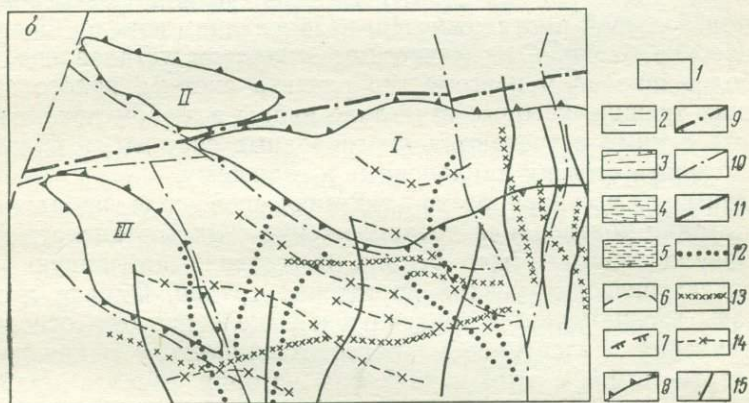
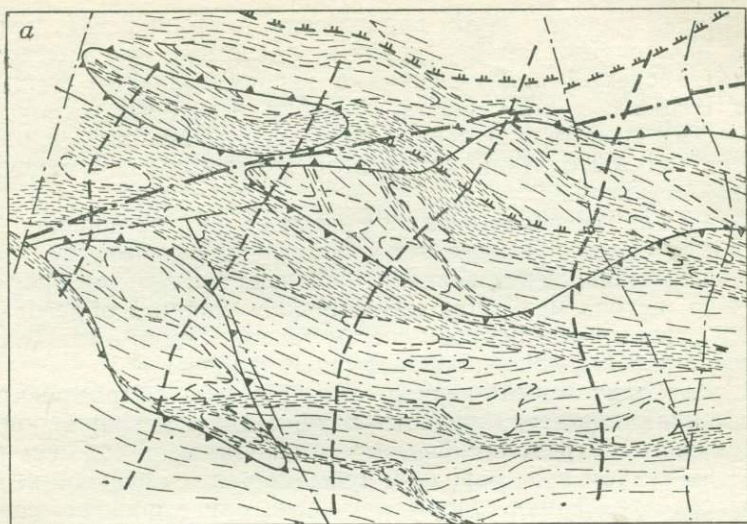


Рис. 38. Палеотектонические поля напряжений для поствулканического этапа — стадий регионального расщипцевания (а) и поздней трещиноватости (б).

Породы: 1 — массивные без макроскопически наблюдаемых следов расщипцевания; 2 — с повышенной трещиноватостью, согласной с общим планом расщипцевания; 3 — слабо расщипцованные, с отчетливо сохранившимися первичными текстурно-структурными особенностями; 4 — расщипцованные, первичный облик устанавливается только под микроскопом; 5 — динамометаморфические сланцы с редкими реликтами первичных пород; 6 — границы блоков пород, расщипцованных в разной степени; 7 — крупные надвиги; 8 — контуры тектоно-вулканических структур; 9 — крупные синвулканические разломы; 10 — мелкие разломы; 11—13 — направление максимальных сжимающих усилий: 11 — для стадии регионального расщипцевания, 12 — для первой и 13 — для второй подстадий поздней трещиноватости; 14—15 — направление максимальных растягивающих усилий: 14 — для первой и 15 — для второй подстадий стадии поздней трещиноватости. Тектоно-вулканические сооружения: I — Познопаповское, II — Сигнальное, III — Козлунинское

Следует считать, что структурные элементы, образованные ранее, в значительной мере оказывали влияние на характер и интенсивность расщипцевания, проявившегося в эту стадию.

В пределах рудного поля наибольшая тектоническая переработка наблюдается вблизи крупных разломов, уже претерпевших интенсивный динамический и гидротермальный метаморфизм. В то же время существуют блоки, в которых в силу специфики их свойств или структурного положения динамические воздействия этого этапа не привели к серьезным изменениям древней структуры.

Стадия формирования поздней трещиноватости пород наименее ясна, поскольку результатом тектонических усилий, действовавших довольно длительное время и, вероятно, не раз менявших ориентировку, явилось образование весьма сходных между собой систем трещин скола, а также подновление ранее заложенных разрывных нарушений.

В этот длительный период окончательно сформировалась современная структура рудного поля. Наиболее широко проявились системы трещин скола, пересекающие не только все развитые на рудном поле породы и руды, но также смещающие трещины расланцевания. Морфологически они выражены серией довольно редко расположенных с очень ровной поверхностью трещин большой протяженности, разбивающих породы на призматические блоки. Статистическим анализом установлено, что наиболее широко и повсеместно развита система полого залегающих трещин, которые отчетливо видны в любом обнажении. Вместе с ними встречаются диагональные системы, в большей или меньшей степени наклоненные к горизонту.

Попытка реставрировать тектоническое поле напряжений этой стадии подтвердила предположение о многоэтапности формирования описываемых трещин. Воссоздать подлинную картину тектонических усилий достаточно трудно. Однако можно сказать, что намечается тенденция к выделению двух основных направлений ориентировки палеотектонических напряжений, а в соответствии с этим и двух фаз истории развития района в эту стадию (см. рис. 38, б). В одном случае система тектонических напряжений имеет устойчивую субширотную ориентировку главных сжимающих усилий, достаточно однородна и, несмотря на имеющиеся локальные искажения, сколько-нибудь существенно в пределах рудного поля не изменяется. Другая система тектонических напряжений обладает ориентировкой, перпендикулярной к первой, при этом оси сжимающих усилий направлены почти меридионально.

Рудная минерализация

Сформированные в синвулканический этап структурные элементы, являющиеся составными частями описываемой тектоновулканической структуры, определили пути движения гидротермальных рудных растворов и условия локализации рудных тел.

Устойчивое палеотектоническое поле напряжений с расположенными в горизонтальной плоскости максимальной и минимальной осями главных нормальных напряжений было неблагоприятным для образования эпигенетических рудных залежей. В это время ведущим рудным процессом был вулканогенно-осадочный. В пределах отдельных вулканических сооружений выявляется локальное палеотектоническое поле напряжений с вертикальной ориентировкой сжимающих усилий и горизонтальной—растягивающих (Габриэлевское месторождение). Здесь существовала обстановка латерального растяжения и формировались эпигенетические медноколчеданные руды.

Наиболее активно рудный процесс протекал на участках, сложенных тектоническими брекчиями, гидротермально-метасоматическими породами, туфами и туффитами различного состава. Это определялось прежде всего их повышенными пористостью и параметрами насыщения, а также более низкими значениями упруго-прочностных характеристик по сравнению с таковыми других групп пород. Анализ структурно-петрофизических схем и рудной минерализации показал, что в условиях Тишинского рудного поля рудовмещающими для эпигенетических рудных залежей являются породы со значениями Кпк больше нуля, а образования с меньшими значениями Кпк служили экранами (табл. 14, см. рис. 21).

Вулканогенно-осадочное рудообразование контролировалось синвулканическими разломами и ассоциирующими с ними вулканическими сооружениями. Рудовмещающими образованиями являлись ритмичнослойные вулканогенно-осадочные толщи и пачки, для которых были характерны низкие значения пористости, параметров насыщения и комплексного петрофизического коэффициента. К таким породам относятся алевролиты ильинской свиты и углисто-глинистые сланцы успенской свиты (см. табл. 14).

По структурной позиции и отношению оруденения к палеовулканическим сооружениям все известные на рудном поле месторождения и рудопроявления разделяются на три группы, соответственно залегающие: 1) внутри вулканических сооружений, 2) в зоне контакта вулканических сооружений с перекрывающими осадочными толщами, 3) в толщах переслаивания, захороняющих палеовулканические сооружения.

Примером оруденения в вулканических сооружениях может служить Габриэлевское месторождение, приуроченное к восточному флангу Острушинского палеовулкана (см. рис. 36) и залегающее в лавах и туфах прижерловой фации. Околорудные гидротермальные изменения представлены продуктами кварц-серицитового метасоматоза. Рудная минерализация контролировалась субширотными крутопадающими разломами.

Физико-механические свойства горных пород и руд Тишинского рудного поля

Петро- физические группы пород	Породы	Число проб	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Параметры насыщения		Упругость						Кпк
					А, %	В, ч ⁻¹	скорости ультразвуковых волн, км/с		коэф- фициент Пуассона	модули, 10 ⁵ кгс/см ²			
							продольных	поперечных		Юнга	сдвига	объемного сжатия	
1	Туфопесчаники шипуновской свиты	5	2,56	2,68	1,53	0,09	4,60	2,98	0,17	5,06	2,27	2,46	0,69
	Углисто-глинистые сланцы успенской свиты	19	2,70	1,19	0,15	0,04	5,05	3,09	0,20	6,20	2,48	3,27	-0,57
2	Песчаники ильинской свиты	14	2,65	1,70	1,04	0,11	4,89	3,01	0,17	5,35	2,37	3,00	0,17
	Алевролиты ильинской свиты	11	2,70	1,54	0,29	0,08	5,06	3,20	0,21	6,42	2,76	3,73	-0,11
	Известковистые алевролиты крюковской свиты	8	2,71	0,96	0,13	0,05	4,88	3,02	0,21	6,15	2,73	3,52	-0,57
3	Туфы кислого состава: лениногорской свиты	6	2,67	1,28	0,24	0,08	5,05	2,95	0,20	5,74	2,31	3,48	-0,10
	ильинской свиты	31	2,64	1,34	0,41	0,10	5,03	2,99	0,21	5,78	2,37	3,50	0,11
	успенской свиты	7	2,62	1,84	0,81	0,13	5,00	3,05	0,20	5,91	2,46	3,32	0,43
	Туфы основного состава ильинской свиты	11	2,72	1,34	0,52	0,11	5,13	3,28	0,24	6,76	2,96	3,92	-0,03
4	Лавы кислого состава ильинской свиты	8	2,67	0,78	0,34	0,02	5,29	3,28	0,19	6,86	2,89	3,67	-0,76
5	Лавы кислого состава успенской свиты	12	2,63	1,54	0,86	0,08	5,04	3,06	0,20	5,87	2,44	3,79	0,06
6	Экструзии липаритовых порфиров	20	2,65	0,67	0,13	0,23	5,56	3,33	0,19	6,89	2,96	4,07	-0,23
7	Субвулканические липаритовые порфиры	14	2,60	1,14	0,02	0,02	5,10	2,98	0,21	5,48	2,27	3,44	-1,08
8	Лавы андезито-базальтовых порфиров ильинской свиты	6	2,78	1,21	0,30	0,04	4,89	3,06	0,17	5,79	2,47	3,03	0,24
9	Субвулканические андезито-базальтовые порфириты	5	2,77	0,71	0,06	0,02	5,48	3,23	0,23	7,28	2,92	4,42	-1,38
	Субвулканические диабазы и габбро-диабазы	18	2,79	0,52	0,03	0,01	5,22	3,25	0,21	6,84	2,83	3,70	-1,49
10	Кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с пиритом	55	2,76	1,02	0,23	0,11	5,32	3,26	0,19	6,70	2,86	3,74	-0,22
11	Сплошные руды: серноколчеданные	14	4,11	0,80	0,12	0,02	4,79	2,89	0,24	7,72	3,28	4,82	-0,71
	медноколчеданные	11	4,15	1,02	0,22	0,06	5,13	2,80	0,24	8,97	3,55	4,88	0,88

Оруденение медноколчеданное эпигенетическое, многостадийное (колчеданная, медноколчеданная, полиметаллическая стадии). В пиритах серноколчеданной стадии содержание δS^{34} повышенное в среднем до 5%, а в более поздних, ассоциирующих с сульфидами меди и цинка, δS^{34} составляет 2—3%. Рудные тела уплощенные, крутопадающие, линзообразной или жиллообразной формы, сложены главным образом густовкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами.

Оруденение, локализованное в зоне контакта вулканических сооружений с перекрывающими осадочными толщами, достаточно широко распространено на рудном поле. К этому типу относятся Козлушинское и Ульбинское рудопроявления и, возможно, Северо-Западная залежь Тишинского месторождения. Рудная минерализация по составу изменяется в широком диапазоне — от серноколчеданной (Козлушинское рудопоявление) до колчеданно-полиметаллической (Ульбинское рудопоявление). Оруденение связано с линзами халцедоновидных кварцитов, образовавшихся в результате сольфатарной фазы вулканических аппаратов в заключительный период их деятельности. Для пиритов с Козлушинского рудопоявления характерна сера биогенной природы (средний дефицит изотопа S^{34} равен 10,1%).

Оруденение в толщах переслаивания, захороняющих палеовулканическое сооружение, представлено основной залежью Тишинского месторождения, расположенной на границе ильинской и успенской свит, в толще туфогенных известковистых алевролитов, аргиллитов и туфитов среднего состава. Месторождение приурочено к пересечению субширотного разлома с древним конседиментационным Западно-Маячным разломом. Основная рудная залежь прослеживается в форме плоской, почти вертикально залегающей линзы, простирающейся в широтном направлении и резко выклинивающейся на восточном фланге месторождения по Западно-Маячному разлому. Широкий ореол гидротермально измененных пород наблюдается со стороны лежащего бока (к северу) основной рудной залежи. Это главным образом хлоритизированные, серицитизированные и окварцованные образования. Месторождение расположено в надкупольной части Познопаловского палеовулканического сооружения. Вблизи рудных тел в зоне рудоуправляющего разлома фиксируются небольшие штоки и линзы поздних субвулканических образований крупнокварцевых липаритовых порфиров.

Руды представлены сплошным и прожилково-вкрапленным типами колчеданно-полиметаллического состава; характеризуются полигенностью и многостадийностью минералообразования. Выделяются более ранние вулканогенно-осадочные медноколчеданные руды и наложенная на них более поздняя полиметаллическая минерализация. Вулканогенно-осадочные руды

формировались при палеотектоническом режиме, для которого характерно горизонтальное положение плоскости деформирования, и приурочены к участку пересечения Тишинского (широтного) и Западно-Маячного (меридионального) синвулканических разломов. Руды залегают в пачке малопористых и слабо проницаемых алевролитов ильинской свиты и углисто-глинистых сланцев нижеуспенской подсвиты. Для эпигенетических руд наряду с метасоматическими рудными образованиями устанавливаются залежи заполнения полостей отслаивания и приоткрывавшихся трещин.

Реконструкция палеотектонических полей напряжений, проведенная по сопряженным трещинам скола, складкам и зонам плейчатости, сформировавшимся в предрудное и интарудное время, показывает резкий изгиб и разворот главных нормальных осей напряжений, что способствовало созданию в надкупольной части стратовулкана полостей отслаивания и благоприятствовало приоткрыванию внутрислоевых трещин (см. рис. 37, б). В рудах месторождения наиболее обогащены тяжелым изотопом серы ранние пириты из вкрапленности в метасоматитах (δS^{34} в среднем до $+3,5\%$), меньше пириты из массивных медноколчеданных и полиметаллических руд (δS^{34} в среднем около $+2\%$).

Изложенный материал указывает на тесную связь тектоно-вулканических структур и колчеданно-полиметаллического оруденения, которые в основных чертах сформировались в течение синвулканического этапа. Намечается отчетливая тенденция в нарастании интенсивности рудного процесса и обогащении рудных растворов свинцом и цинком к концу синвулканического этапа. В связи с этим наиболее перспективными в промышленном отношении представляются полигенные рудные месторождения, образовавшиеся в позднюю стадию синвулканического этапа в толщах, захороняющих вулканические сооружения, в надкупольных частях последних. Важные условия для локализации руд следующие: 1) существование древних рудоподводящих (меридиональных и широтных) разломов; 2) присутствие пачек переслаивания известковистых алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев, обладающих резко контрастными петрофизическими свойствами и характеризующихся низкими значениями $K_{пк}$; 3) наличие двух последовательно сменяющих друг друга типов палеотектонических полей напряжения. Для первого, более раннего типа характерно горизонтальное положение и сжимающих и растягивающих, а для второго устанавливается либо вертикальная, либо под крутым углом к напластованию толщ, перекрывающих палеовулканическое сооружение, ориентировка растягивающих усилий.

РУДНЫЕ ПОЛЯ ОБЛАСТЕЙ ПРОДОЛЬНОЗОНАЛЬНОГО СДВИГАНИЯ (ПОДТИП IIб)

В областях горизонтального сдвига рудные поля приурочены обычно к зонам сочленения крупных антиклинальных и синклинальных структур и к зонам глубинных разломов. В отличие от предыдущего подтипа рудные поля этого подтипа на протяжении всей истории их формирования не были подвержены длительному времени существенному дополнительному сжатию. В связи с этим породы здесь испытали только слабый или средней степени динамометаморфизм. Характерной особенностью является также более отчетливая связь пространственной позиции рудных полей с оперяющей крупные сдвиговые зоны ортогональной системой крутопадающих разломов сколового типа.

В ранневулканические стадии максимальные и минимальные главные нормальные напряжения действовали в горизонтальной плоскости (см. рис. 25). В зонах сдвигов активно происходило вторичное структурообразование (Chinnery, 1966; Попов, Стоянов, 1969). В лобовых участках смещающихся блоков возникало дополнительное сжатие, а в их тыльных частях давление резко падало. В связи с этим в лобовых секторах формировались взбросы и надвиги, а в тыльных возникали сбросы и трещины отрыва. В секторах растяжения и на участках пересечения оперяющих разломов вблизи зоны главного сдвига формировались мелкие и средние вулканические сооружения, в строении которых принимали участие пирокластические, экструживно-лавовые и ранние субвулканические образования кислого состава.

В жерловых и прижерловых частях палеовулканов в заключительные моменты их формирования существовало локальное палеотектоническое поле напряжений с крутоориентированным положением максимального и поясовым (в горизонтальной плоскости) минимального главных нормальных напряжений. Возникла радиальная крутопадающая система трещин. Разнонаправленное горизонтальное сжатие и вертикально ориентированное растяжение создали необходимые условия для быстрой фильтрации и подъему к поверхности рудоносных растворов. При этом возникла крутопадающая (изометричная в плане) колонна минерализованных пород. Отмеченные радиальные трещины выполнялись серным колчеданом. Рудоносные растворы, достигшие поверхности, образовали на склонах палеовулкана крупные залежи колчеданных руд. Боковое дополнительное сжатие появлялось локально только в пределах центральных частей

вулканических сооружений на заключительных фазах их становления (после внедрения субвулканических тел).

В течение завершающего синвулканического этапа существовало латеральное растяжение. В это время превалировала горизонтальная, поперечная к простираанию зон ориентировка растягивающих усилий и наклонная — сжимающих; происходили трещинные излияния базальтов и формировались серии даек основного состава. Дайки диабазов и базальтовых порфиритов рассекали вулканические постройки, образованные на более ранних этапах и сложенные породами кислого состава. Усиление сдвиговых деформаций на заключительных стадиях этого этапа имело место в обстановке горизонтальных либо наклонных, ориентированных в поперечном направлении сжимающих усилий при общем дополнительном растяжении и привело к взламыванию, подновлению системы ранневулканических разломов, активным движениям по ним и образованию асимметричных складок волочения. Сдвиговые деформации привели к вскрытию гидротермальной системы и способствовали активному формированию эпигенетических рудных тел медно-цинкового состава: 1) в благоприятных по физико-механическим свойствам породах; 2) в трещинах отрыва, оперяющих крупные разломы; 3) в приразломных складках волочения. Масштабы оруденения, пространственное положение и морфология залежей определялись сочетанием петрофизических типов пород, близостью рудоподводящих структур и наличием структурно-литологических экранов.

В поствулканический, сининтрузивный этап в целом палеотектонический режим сохранялся прежним. Продолжавшие развиваться сдвиги с сопряженными трещинами скола способствовали формированию систем даек, ассоциирующих с позднегеосинклинальными и орогенными интрузивными комплексами. Современный облик структуры приобрели в результате завершающих, поздних складчатых деформаций, которые, так же как и в предшествующие этапы, были генетически связаны с унаследованно развивающимися основными сдвиговыми зонами. При этом формировались складки продольного сжатия, левые сдвиги, межсловевые срывы, трещины отрыва и скола. Этот подтип широко распространен в палеовулканических колчеданных провинциях Урала, Рудного Алтая, Карпат, Японии и других регионов.

По данным П. Ф. Сопко, А. С. Бобохова, И. С. Серавкина, К. А. Уразаева и др. (Структурный и магматический контроль. . ., 1975) медноколчеданные месторождения Макан-Бурибаевского, Баймакского и некоторых других рудных районов Южного Урала приурочены к узким линейным протяженным (до первых сотен километров) зонам сколов, заложение которых относится к началу геосинклинального цикла. В дальнейшем эти зоны длительно унаследованно развивались и служили

путями движения магматических расплавов и гидротермальных растворов в течение всего периода формирования колчеданных руд.

В пределах Карпато-Балканской металлогенической провинции выделяются линейные меридиональные зоны крупных разломов (сбросо-сдвигов), контролировавших магматизм и оруденение в альпийскую эпоху (Janковић, 1974). К этим разломам приурочены крупнейшие медные месторождения Европы — Бор и Майданпек, тесно ассоциирующие с вулканогенными образованиями сенонского андезитового комплекса (Старостин, 1969).

Пластовые медноколчеданные месторождения Японии, приуроченные к метаморфическому поясу Санбагава, формировались одновременно с накоплением эвгеосинклинальной серии палеозойского возраста (Канехира, Тацуми, 1973). Позднее руды вместе с вмещающими породами испытали интенсивные деформации и метаморфизм и были полностью преобразованы (Такеда, 1973).

В качестве примера рассмотрим Николаевское рудное поле (Рудный Алтай) — наиболее типичный представитель данного структурно-петрофизического подтипа.

НИКОЛАЕВСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Несмотря на длительный период изучения Николаевского рудного поля, у исследователей не сложилось единого мнения о структурных условиях локализации оруденения. Дискуссионными являются вопросы генезиса и возраста оруденения, роли пликативных и дизъюнктивных структур в формировании месторождений, фациального состава рудовмещающих вулканогенных образований и связи оруденения с магматическими комплексами. Одни исследователи придерживаются мнения о связи оруденения с девонским вулканизмом и вулканогенно-осадочным генезисе руд (Вейц, 1953; Воронцов, Воронцова, 1964; Анкинович и др., 1976), другие относят месторождение к гидротермально-метасоматическому типу и связывают его образование с интрузивным магматизмом (Иванкин, 1957, Кузубный, 1975). Проведенные нами совместно с А. Л. Дергачевым, В. С. Звездовым и Н. В. Шиманской в 1973—1976 гг. специальные структурно-петрофизические исследования позволили дополнить существующие представления о структуре рудного поля и выявить палеотектонические условия формирования рудных залежей.

Структура рудного поля

Рудное поле расположено в Прииртышской краевой вулканотектонической депрессии, приуроченной к висячему крылу Иртышского глубинного разлома (Яковлев, Микунов, 1976). Депрессия сложена вулканогенно-осадочными толщами сред-

него и верхнего девона, суммарная мощность которых до 3,5 км. Нижняя часть разреза представлена терригенными и карбонатными породами эйфельского возраста. Ранние этапы развития вулканизма ознаменовались накоплением толщ вулканогенных пород кислого состава (таловская свита живетского яруса) и алевролитов, андезитов-базальтовых порфиритов и их туфов (гериховская свита нижнего—среднего франа). Выше залегают эффузивные и пирокластические породы кислого состава (каменевская свита верхнего франа и снегиревская свита верхнего франа — нижнего фамена). Разрез верхнего девона венчается пачкой андезитовых порфиритов (пихтовская свита фаменского яруса).

В пределах рудного поля выявляются реликты древних, средне-позднедевонских вулканических сооружений, среди которых наиболее изученной является Николаевская вулканокупольная структура, осложненная в центральной вершинной части депрессией, выполненной вулканитами основного состава (рис. 39 и 40). Эта палеовулканическая постройка, имеющая в плане размеры 600×1200 м, осложняет региональную структуру — Прииртышскую вулканотектоническую депрессию. Структурно-петрофизическим методом было изучено внутреннее строение Николаевского палеовулкана. Ряд образцов взят из тела липаритовых порфиров (порфиры «сопки Памятник»). Оказалось, что в различных участках тела ориентировка оптических осей кварца различна. В восточном контакте тела оптические оси образуют максимум, дугообразно растянутый в направлении северо-запад — юго-восток, совпадающий с областью максимальных значений скоростей продольных волн на петрофизической диаграмме и с областью преимущественной ориентировки столбчатой отдельности (см. рис. 8). Очевидно, в данном случае ориентировка оптических осей кварца прототектоническая. В зоне южного и северо-западного контактов тела в липаритовых порфирах выявляется четкая, почти горизонтальная ориентировка оптических осей кварца. На микроструктурных диаграммах они образуют максимумы, практически совпадающие с максимумами скоростей продольных волн на петрофизических диаграммах. В близцентральной зоне анизотропия липаритовых порфиров также очевидна. Рисунки петрофизической и микроструктурной диаграмм совпадают. Но в отличие от таковых предыдущих образцов направление максимальных значений скоростей продольных волн и осей кварца близвертикальное, его ориентировка 320° , $\angle 80^\circ$. Можно предположить, что ножка тела липаритовых порфиров находится вблизи точки 309, где упругая анизотропия вертикальна. Горизонтальная ориентировка анизотропии у контактов тела свидетельствует о растекании порфиров от ножки к периферии.

Были исследованы также экструзивные фации липаритовых порфиров. На петрофизической и микроструктурной диаграммах

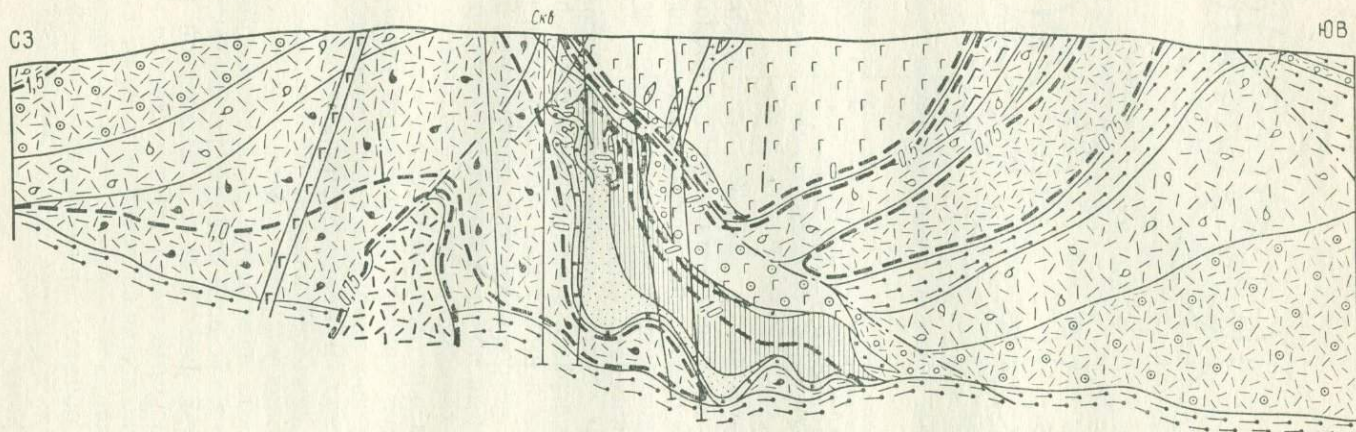


Рис. 40. Геологический разрез через центральную часть Николаевского месторождения.
Условные обозначения см. рис. 39

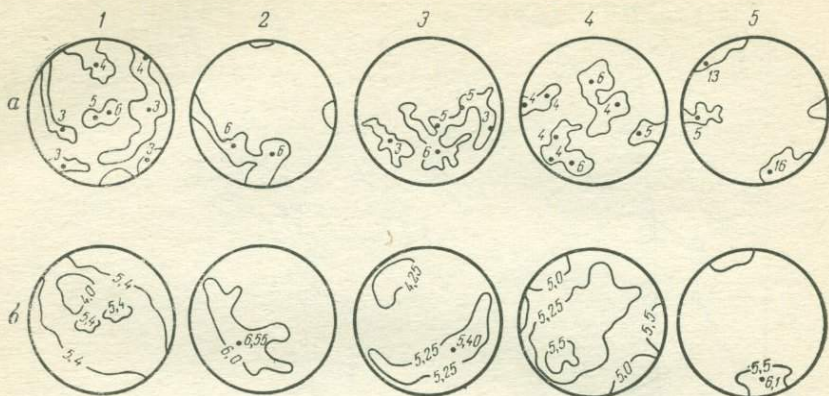


Рис. 41. Микроструктурные и петрофизические диаграммы пород Николаевского месторождения:

a — ориентировок 150 оптических осей кварца (1, 3, 4, 5) и 150 двойниковых швов плагиоклаза (2). Изолинии 2% и значения максимумов; *b* — скоростей продольных ультразвуковых волн. Изолинии: 4,0—4,25—5,0—5,25—5,4—5,5—6,0 км/с и значения максимумов. 1 — экструзивные липаритовые порфиры, 2 — лавы основного состава, 3 — среднеобломочные туфы кислого состава, 4 — игнимбритоподобные породы, 5 — гранит-порфиры

плагиоклаза. Максимум 5—6% наклонен на северо-северо-восток под углом 65° и совпадает с максимумом продольных волн (см. рис. 41, 2), т. е. анизотропия упругих свойств связана с ориентировкой двойниковых швов плагиоклаза. Последняя, по-видимому, прототектоническая.

Были исследованы также пирокластические породы. Узоры микроструктурных диаграмм среднеобломочных туфов, построенных по кварцу, хотя и имеют поясовый характер, но нечеткие (см. рис. 41, 3). На петрофизических диаграммах им соответствуют более локальные пояса повышенных значений продольных волн. Поясовый характер скоростей продольных волн и оптических осей кварца, крутые углы падения этих поясов указывают на тектоническую причину анизотропии упругих свойств. Видимо, это обусловлено влиянием северо-восточных и субмеридиональных разломов. В мелкообломочных туфах выявлена первичная ориентировка осей кварца. Ей соответствует резко выраженная анизотропия упругих свойств.

Игнимбритоподобные породы на диаграммах имеют нечеткий рисунок ориентировок осей кварца, не образующих закономерной картины (см. рис. 41, 4). На разностной структурно-петрофизической диаграмме выделяются несколько максимумов продольных волн. Они довольно точно совпадают с основными максимумами осей кварца и с максимумами на диаграммах трещиноватости. Таким образом, анизотропия на петрофизической диаграмме обусловлена наличием микротрещиноватости и относится к деформационному типу.

Физико-механические свойства горных пород Николаевского рудного поля

Петрофизические группы пород	Породы	Число проб	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Параметры насыщения		Упругость			Твердость по Бринеллю	Комплексный петрофизический коэффициент
							модули, 10 ⁵ кгс/см ²		коэффициент Пуассона		
					A, %	B, ч ⁻¹	сдвига	Юнга			
I	Алевролиты, аргиллиты:										
	березовской свиты	5	2,66	0,73	0,13	0,196	2,29	5,80	0,30	219	-0,22
	гериховской свиты	6	2,63	1,92	0,46	0,155	2,18	5,53	0,28	274	-0,04
	николаевской свиты	5	2,69	1,70	0,24	0,071	2,37	5,92	0,25	279	-0,33
	Песчаники снегиревской свиты	5	2,68	1,67	0,57	0,102	2,23	5,60	0,27	240	0,02
II	Эффузивы основного состава:										
	гериховской свиты	5	2,69	2,18	0,57	0,164	2,25	5,83	0,30	84	0,49
	снегиревской свиты	13	2,72	1,08	0,40	0,134	2,17	5,57	0,29		0,06
	Субвулканические породы основного состава позднедевонского возраста	18	2,73	1,29	0,33	0,105	2,25	5,73	0,28	133	-0,08
III	Среднеобломочные туфы кислого состава снегиревской свиты	17	2,64	1,28	0,35	0,157	2,04	5,24	0,30	231	0,07
IV	Среднеобломочные туфы основного состава снегиревской свиты	5	2,65	3,34	0,88	0,103	2,30	5,42	0,17		0,50

Петрофизические группы пород	Породы	Число проб	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Параметры насыщения		Упругость			Твердость по Бринеллю	Комплексный петрофизический коэффициент
							модули, 10 ⁶ кгс/см ²		коэффициент Пуассона		
							сдвига	Юнга			
	Мелкообломочные туфы кислого состава снегиревской свиты	20	2,61	2,90	0,90	0,158	2,05	5,05	0,23	198	0,66
	Эффузивные породы кислого состава:										
	таловской свиты	5	2,62	1,72	0,46	0,191	2,09	5,31	0,28	200	0,42
	гериховской свиты	5	2,58	3,18	1,85	0,678	1,61	4,24	0,38	97	1,50
	николаевской свиты	25	2,60	2,79	0,97	0,177	1,94	4,91	0,27	186	0,59
	снегиревской свиты	32	2,62	2,70	1,12	0,193	1,90	4,73	0,24	216	0,70
V	Субвулканические породы кислого состава позднедевонского возраста:										
	гидротермально измененные	20	2,63	2,40	0,79	0,204	1,81	4,31	0,26	—	0,74
	не измененные:										
	с мелкими вкрапленниками	18	2,63	1,86	0,54	0,178	2,24	5,53	0,24	190	0,27
	с крупными вкрапленниками	5	2,67	1,39	0,30	0,138	2,39	5,90	0,20	229	-0,06

Гранит-порфиры двух различных даек дали одинаковые результаты. Рисунки петроструктурных и петрофизических диаграмм полностью совпадают (см. рис. 41, 5). Диаграммы четкие с хорошо выраженными максимумами продольных волн и осей кварца. Ориентировка кварца (азимут падения 344° , $\angle 70^\circ$) параллельна контактам даек и является прототектонической.

На основании проведенных исследований можно заключить, что центральная часть палеовулкана сложена массивными, образующими призматическую столбчатую отдельность субвулканическими липаритовыми порфирами. Эти породы характеризуются субвертикальным положением максимумов ориентировок оптических осей кварца и соответствующих максимумов на структурно-петрофизических диаграммах и отвечают жерловой части палеовулканической постройки. Флюидалные липаритовые порфиры краевых ее частей слагают экструзивное тело и характеризуются пологой, субгоризонтальной ориентировкой максимумов на микроструктурных и структурно-петрофизических диаграммах. Склоны палеовулканической постройки сложены флюидалными лавовыми брекчиями липаритовых порфиров и бомбовыми туфами кислого состава, которые по физико-механическим характеристикам близки к экструзивно-эффузивным и резко отличаются от субвулканических липаритовых порфиров.

Данные по температурам Дебая и низкотемпературным теплоемкостям, рассчитанные из упругих характеристик, также позволяют произвести фациальное расчленение липаритовых порфиров на Николаевском месторождении. Субвулканические разности центральной части подрудного массива обладают наиболее высокими значениями теплоемкости ($7,2 \cdot 10^{-3}$ кал/г·град). Несколько более низкие значения ($6,1 \cdot 10^{-3}$ кал/г·град) отличают экструзивно-эффузивные липаритовые порфиры. Породы периферических частей экструзивного тела и обрамляющие его лавовые брекчии и туфы кислого состава характеризуются минимальными величинами теплоемкостей ($4,8 \cdot 10^{-3}$ кал/г·град).

Субвулканические фации отличаются от экструзивно-лавовых, кроме того, и по физико-механическим свойствам. Они имеют более низкие значения эффективной пористости, условно-мгновенного насыщения, комплексного петрофизического коэффициента и повышенные величины упругих параметров и твердости (табл. 15).

Этапы формирования структуры

Современный облик структура рудного поля приобрела в результате тектоно-магматических процессов, проявившихся в течение двух синвулканических (живетско-франско-раннефаменский и позднефаменский) и двух поствулканических (сининтрузивный и поздней трещиноватости) этапов.

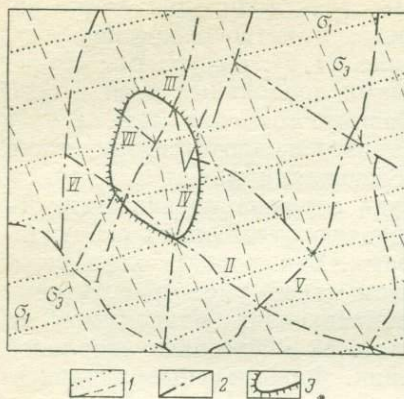


Рис. 42. Палеотектоническое поле напряжений для ранних стадий живетско-франско-раннефаменского этапа.

1 — оси главных нормальных напряжений (максимальных σ_1 и минимальных σ_3); 2 — синвулканические разломы (I — Иртышский, II — Рулевский, III — Карьерный, IV — Долинный, V — Березовский, VI — Усть-Таловский, VII — Западный); 3 — границы Николаевского месторождения

В живетско-франско-раннефаменский этап была заложена и активно формировалась основная сеть конседиментационных разломов (Долинный, Карьерный, Усть-Таловский, Рулевский и др.) (рис. 42). Позиция рудного поля в зоне Иртышского глубинного разлома северо-западного простиранения полностью определяла развитие его структуры в это время. Оно было связано с оперяющей Иртышский разлом ортогональной сопряженной системой крутопадающих разломов сколового типа.

Палеотектоническое поле напряжений для ранневулканических стадий рассматриваемого этапа характеризовалось горизонтальным положением осей максимальных

и минимальных главных нормальных напряжений, причем растягивающие усилия ориентировались в восточном — северо-восточном, а сжимающие — в северо-северо-западном направлениях (см. рис. 42). В зонах образовавшихся разломов, в узлах их пересечений формировались вулканические сооружения, в строении которых главную роль играли экструзивно-эффузивные, субвулканические и пирокластические породы кислого состава. Примером может служить возникшее в зоне Карьерного разлома Николаевское вулканическое сооружение, вскрываемое ныне карьером.

В поздневулканические стадии первого синвулканического этапа, при завершении формирования Николаевского палеовулкана в жерловых частях его возникло локальное палеотектоническое поле напряжений, характеризовавшееся вертикальным положением осей максимальных главных нормальных напряжений и горизонтальным, поясовым — минимальных. Возникшая в этих условиях система кольцевых наклонных трещин, образующих в разрезе веер, расходящийся кверху, в сочетании с разносторонним горизонтальным сжатием и вертикальным растяжением явились условием для быстрой фильтрации и подъема рудоносных гидротермальных растворов к поверхности. При этом кольцевые и образованные несколько позже радиальные трещины выполнялись серным колчеданом, образовав крутопадающую минерализованную зону, а на склонах палеовулкана достигшие поверхности растворы сформировали

крупную залежь колчеданных руд серповидной формы (см. рис. 39).

В позднефаменский этап палеотектонический режим коренным образом изменился: плоскость деформации из горизонтальной становится наклонной и вертикальной; возникает обстановка латерального растяжения.

В ранневулканические стадии преобладали горизонтальные, ориентированные в субмеридиональном направлении растягивающие и наклонные сжимающие усилия. Эти стадии ознаменовались дроблением и брекчированием вулканогенно-осадочных руд, накоплением в районе Николаевского месторождения мощной толщи эффузивов основного состава пихтовской свиты, явившейся результатом трещинных излияний, и формированием даек диабазов северо-западного простирания, которые рассекли палеовулканическую постройку и ассоциирующую с ней рудную залежь.

На заключительных стадиях позднефаменского этапа в условиях горизонтального северо-западного растяжения и наклонного сжатия имели место сбросо-сдвиговые смещения по западно-северо-западным и субмеридиональным разломам, которые способствовали возникновению асимметричных складок волочения с крутыми северо-восточными крыльями и оперяющих трещин отрыва. В процессе подновления более ранних синвулканических разломов произошло вскрытие рудоносной гидротермальной системы, а общее приоткрывание трещинных структур при горизонтальном растяжении облегчило циркуляцию растворов. Для этого этапа характерно образование гидротермально-метасоматических руд медно-цинкового состава в основании мощной толщи обломочных пород, захоронявших палеовулканическую постройку. Важную рудораспределяющую роль играл, по-видимому, и Карьерный разлом, по которому гидротермальные растворы проникали в толщу пирокластических пород верхней части снегиревской свиты, где образовались небольшие рудные тела в трещинах отрыва и замковых частях складок волочения.

Сининтрузивный этап — сложный и полистадийный. Выявление палеотектонического режима и его эволюции в течение этого этапа требует проведения специального площадного структурно-петрофизического изучения гранитоидных комплексов Алейской геоантиклинали и не входило в задачу настоящего исследования. Приведем только некоторые фрагментарные сведения об одной из стадий сининтрузивного этапа, которые получены при изучении развитых на рудном поле пострудных даек гранит-порфиров, принадлежащих, вероятно, змеиногорскому комплексу. Формировались они в две подстадии. В первую подстадию образовались вмещающие дайки трещины скола при деформации горизонтального сдвигания. Сжимающие усилия были ориентированы в широтном направлении, а растягивающие —

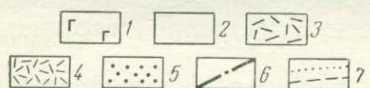
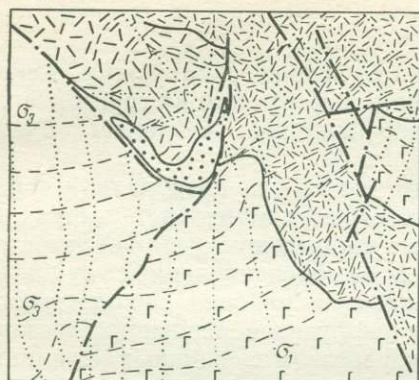


Рис. 43. Палеотектоническое поле напряжений для этапа поздней трещиноватости.

1 — породы основного и среднего состава — эффузивы пихтовской свиты и верхнедевонские субвулканические образования; 2—4 — вулканогенные породы снегиревской свиты: 2 — туфы и туффиты кислого состава, 3 — прижерловые образования Николаевского палеовулкана, 4 — лавы, ранние субвулканические тела и туфы кислого состава; 5 — сплошные и густокрапленные руды; 6 — разломы; 7 — оси главных нормальных напряжений (минимальных σ_2 и максимальных σ_1). Стрелки у σ_1 указывают направление погружения оси

в меридиональном. Во вторую подстадию действовавшие наклонно (в разрезе в форме веера) сжимающие усилия привели к раскрытию обеих систем крутопадающих трещин скола (северо-восточного и северо-западного простираний) и способствовали формированию в них даек гранит-порфиров.

В этап поздней трещиноватости палеотектоническое поле напряжений, реконструированное по сопряженным системам макро- и микротрещин, характеризуется меридиональной ориентировкой растягивающих усилий и широтной — сжимающих. Промежуточные главные нормальные напряжения действовали вертикально (рис. 43). В это время активно формировались левые сдвиги различных масштабов. Деформационные процессы проявились исключительно неоднородно в

структурных блоках, сложенных породами с различными физико-механическими свойствами. Наиболее равномерно деформированы толщи туфов и туффитов кислого состава и вулканогенные образования основного состава. Прижерловая часть Николаевского палеовулкана, представленная субвулканическими и экструзивными породами кислого состава, деформирована слабо. В этом блоке, ограниченном Западным и Карьерным разломами, сохранились в неизменном виде структурно-петрофизические особенности, возникшие в синвулканические этапы. Более поздние деформации активно проявились главным образом по границам этого блока, в зонах разломов.

Схемы палеотектонических полей напряжения для этапа поздней трещиноватости, составленные для Лениногорского, Тишинского и Николаевского рудных полей, однотипны. Сопоставление их показывает, что в это время на всей территории Рудного Алтая существовал единый палеотектонический режим, при котором активно и повсеместно формировались левые сдвиги. Оси главных напряжений были ориентированы: максимальных — меридионально, минимальных — широтно и промежу-

точных — вертикально. Таким образом, повсеместно распространенные и четко морфологически выраженные две системы вертикальных трещин и разломов (азимуты простираций $300-310^\circ$ и $50-60^\circ$) являются пострудными и постинтрузивными. В связи с тем что на отдельных участках они совпадают с позицией более древних тектонических нарушений, для выявления генетического типа и времени формирования структур необходимо в каждом конкретном случае проведение комплексных структурно-петрофизических исследований.

Петрофизический контроль оруденения

Роль физико-механических свойств горных пород в локализации оруденения на Николаевском рудном поле была неодинаковой на различных этапах его образования. В первом — **живетско-раннефаменском** этапе формировались вулканогенно-осадочные руды, главным образом колчеданного состава. В это время основное значение имели такие свойства горных пород, как эффективная пористость, параметры насыщения, проницаемость и комплексный петрофизический коэффициент. Особенно важны эти свойства для образований, слагающих рудоносную структуру — Николаевское палеовулканическое сооружение (см. рис. 39 и 40). В его пределах с помощью структурно-петрофизического анализа удалось выделить несколько рудоподводящих каналов. Наиболее крупный приурочен к центральной части сооружения, к субвулканическим телам липаритовых порфиров. Два других (более мелких) располагаются непосредственно в лежащем боку Крещенской залежи: один на северо-западном фланге, другой вблизи сочленения Западного разлома с Карьерным. Наиболее вероятно, что все они на глубине соединяются в единый канал. Особенности строения такой структуры схематически показаны на рис. 44. Она располагается в прижерловой части палеовулкана на контакте субвулканических липаритовых порфиров с эффузивно-экструзивными образованиями. По форме это неправильных очертаний сужающееся с глубиной трубообразное тело трещиноватых пород. Происхождение трещин в основном прототектоническое. Выделяются нижняя, корневая, часть канала и верхняя. В нижней части липаритовые порфиры слабо изменены гидротермально-метасоматическими процессами, характеризуются пониженными относительно исходных пород значениями комплексного петрофизического коэффициента. Развитые здесь системы прототектонических трещин выполнены сульфидами и кварцем. В верхней части, примыкающей к экранирующей поверхности или вблизи выхода рудоносных растворов на дно палеобассейна, породы претерпели существенные гидротермально-метасоматические изменения и превращены на отдельных участках в кварц-серицитовые образования. Породы здесь обладают максимально высокими для рудного поля

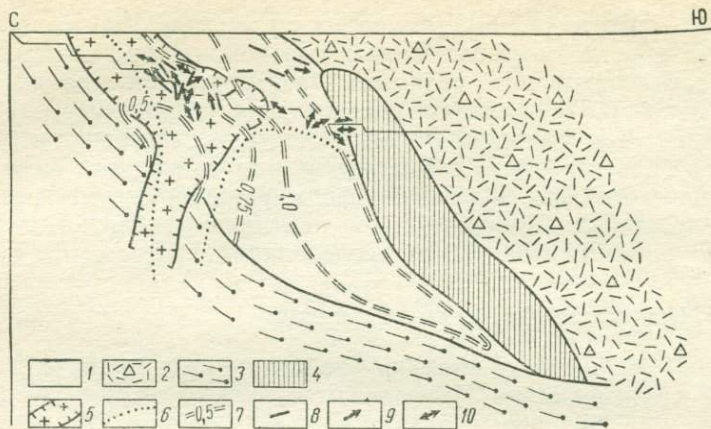


Рис. 44. Стрoение основного рудоподводящего канала Николаевского месторождения.

1 — экструзивные липаритовые порфиры; 2 — туфы кислого состава; 3 — алевриты; 4 — вулканогенно-осадочные колчеданные руды; 5 — субвулканические липаритовые порфиры; 6 — контур рудоподводящего канала; 7 — изолинии комплексного петрофизического коэффициента; 8—10 — ориентировки: 8 — оптических осей кварца, 9 — максимумов скоростей продольных волн, 10 — сульфидных прожилков

значениями $K_{пк}$, повышенными эффективной пористостью и параметрами насыщения. Они хрупкие, малопрочные и имеют низкую твердость.

Количественный анализ прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, проведенной на анализаторе текстур «TAS» фирмы «Лейтц»* для различных участков рудоподводящего канала, позволил установить закономерное изменение морфологических особенностей сульфидных прожилков и вкрапленников в направлении от нижних к верхним частям канала. В нижних частях канала отмечаются наибольшее содержание сульфидных прожилков (до 24%) и максимальное количество крупных включений размером более 2 мм (до 8%). В направлении к верхним горизонтам оба показателя уменьшаются (соответственно до 1—5% и 0,5%).

О первичной проницаемости судить сложно, поскольку развитая здесь сеть дорудных конических и радиальных макро- и микротрещин в значительной мере заполнена кварцем и пиритом. Однако даже с их учетом породы в пределах описываемого канала обладают повышенной проницаемостью (0,05—1,5 мД). Все эти факторы способствовали активной фильтрации гидротермальных растворов к поверхности и формированию на склонах палеовулкана у его основания наиболее крупной на Николаевском месторождении Крещенской залежи пластовой формы.

* Основы данной методики разработаны и описаны Ж. Серра (Serra Kolomenski, 1975).

В центральной части залежь сложена однородными мелкозернистыми массивными колчеданными рудами, а на флангах наблюдаются ритмично слоистые сульфидные образования.

Во второй — **позднефаменский этап**, когда образовывались эпигенетические гидротермально-метасоматические руды медно-цинкового состава, важное значение приобрело наличие двух главных петрофизических групп пород: благоприятных для рудозамещения и выполняющих роль экранов. Благоприятными для рудозамещения являлись тектонические брекчии, туфы и туффиты кислого состава. Для них характерны следующие свойства: $P_0 = 3,7-7,0\%$; $A = 2,0-5,0\%$; $E = 3,5-4,3 \cdot 10^5$ кгс/см²; $K_{пк} = 0,5-1$.

В условиях повышенной тектонической открытости структуры, что определялось палеотектоническим режимом этого времени, на рудном поле не существовало крупного регионального структурно-литологического экрана. Можно выделить только серию локальных экранов. Эту роль выполняли породы (вернее блоки пород) с низкой пористостью и проницаемостью и высокими упруго-прочностными параметрами ($P_0 = 0,5-1,5\%$; $A = 0,05-0,4\%$; $E = 5,0-6,0 \cdot 10^5$ кгс/см²; $K_{пк} = 0,5-0$). К подобным образованиям относятся эффузивные и ранние субвулканические породы основного состава, не измененные гидротермально-метасоматическими процессами лавы и субвулканические породы кислого состава, пачки алевролитов и аргиллитов. Кроме того, на отдельных участках экранировали рудоносные растворы плоскости разломов (Карьерного и Западного) и приразломные складки волочения. Крупных самостоятельных скоплений руд в этот этап не образовалось. Произошло отложение части рудного вещества в районе сформированной в предыдущий этап Крещенской залежи. Здесь медно-цинковые руды развиты вдоль кровли залежи на участках, примыкающих к Карьерному и Западному разломам. В других участках сформировались только мелкие залежи. Они приурочены к небольшим структурным ловушкам в подошве экранирующей толщи эффузивов пихтовской свиты и к зоне Карьерного разлома. Весьма перспективными на обнаружение небольших рудных залежей медно-цинковых руд являются также зоны Долинного и других синвулканических меридиональных разломов.

ЧАСТЬ III

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГЛАВА I

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Изучение структурных и петрофизических особенностей рудовмещающих образований колчеданно-полиметаллических рудных полей показало, что их формирование протекало в обстановке сильно изменяющихся от низких до умеренных (10—350°C) температур и всесторонних (1—2000 кгс/см²) давлений. Горные породы испытывали главным образом деформации, локализованные в зоне сдвига. Широко развиты на всех этапах и стадиях микро- и макросистемы трещин скола. Пластические деформации приурочиваются только к узким зонам крупных разломов, активные движения по которым способствовали созданию высоких всесторонних и направленных давлений (3000 кгс/см²) и повышенных температур (до 450°C).

Выделяются рудные поля, где широко распространены субвулканические и интрузивные образования, формировавшиеся в обстановке повышенного бокового давления. Для них характерна четко ориентированная плоскостная анизотропия физико-механических свойств; в этом случае минимальные значения упругих свойств располагаются вдоль направления сжимающих усилий, а максимальные — соответствуют направлению растяжения. Эти тела часто сложены породами брекчиевидной структуры с несколькими последовательными стадиями дробления.

Основываясь на экспериментальных данных по поведению пород при высоких всесторонних давлениях (Деформационные свойства... , 1968; Стаховская, 1966; Дмитриев, Кузьев, 1969; Физико-механические свойства... , 1974; Лучицкий, Бондаренко, 1976; Моделирование... , 1976) и результатах наших исследований, можно утверждать, что в целом в предрудные и рудные этапы формирования структур рудных полей данного класса общая величина всестороннего сжатия не превышала 500—2000 кгс/см² и только в отдельных локальных участках и на очень короткое время могла быть и больше. Это подтверждается отсутствием следов пластических деформаций в основной массе рудовмещающих образований, недеформированными, четкими границами между слагающими породы минералами, повышенными значе-

ниями пористости, широким распространением изометричных, шаровых пор, резко пониженными величинами упругих параметров и другими петрофизическими признаками.

Факторами, способствовавшими формированию разломов и зон трещиноватости при относительно невысоких величинах направленных и всесторонних давлений, являлись: 1) анизотропия упруго-прочностных свойств большинства пород; 2) наличие среди рудовмещающих образований пористых разностей, содержащих в значительных количествах микрощелевые поры, что понижало в 1,3—2 раза их прочность на скалывание; 3) дополнительное давление (100—700 кгс/см²), создаваемое в локальных участках гидротермальным потоком и приводившее к гидро-разрывам во вмещающих породах; 4) эффект Ребиндера, основанный на значительном (более 80%) уменьшении поверхностной энергии твердого материала на границе раздела фаз по сравнению с собственной поверхностной энергией материала (Ребиндер, Щукин, 1972). Подобный эффект имел место, когда магматические расплавы основного или кислого состава, внедряясь в толщу пород, существенно снижали их прочность и формировали дайковые серии и межпластовые интрузии.

Давление, необходимое чтобы закрыть пустоту в породе сжатием, зависит от отношения ее продольных и поперечных размеров. Для пор — это отношение длинной оси эллипса к короткой. Согласно Дж. Волшу (Walsh, 1965), такое давление (p) можно приблизительно определить по формуле $p = aE$, где a — отношение продольных и поперечных размеров трещины; E — модуль Юнга.

Изучение кристаллических пород (гранитов, кварцитов и др.) показало, что параметр a для них составляет $1/100$ — $1/500$ и, следовательно, все микротрещины будут в соответствии с их размерами закрыты в диапазоне давлений 1000—5000 кгс/см² (Вгасе, 1965; Вгасе е. а., 1972).

Тесно взаимосвязанные, меняющиеся во времени и пространстве палеотектонические поля напряжений и термодинамические условия оказывали существенное влияние не только на образование рудовмещающих структур, но и на сам процесс рудообразования. В направлениях максимального растяжения породы становились более проницаемыми и пористыми за счет широкого развития плоских щелевых микротрещин, а в направлениях действия сжимающих усилий эти же самые породы превращались в слабо- и непроницаемые образования. В них уже при давлениях 500—1500 кгс/см² закрывалось большинство плоских микротрещин, являющихся основными каналами фильтрации растворов.

Не рассматривая всей совокупности процессов, связанных с фильтрацией растворов через горные породы, отметим только важную, если не определяющую роль градиента давления,

который является внешней силой, наложенной на систему и инициирующей процессы в ней (Жариков и др., 1973). В общем виде поток i -го компонента под действием градиента давления (J_i^p) определится из выражения

$$J_i^p = \frac{KC_i p}{\eta},$$

где η — вязкость, C_i — концентрация компонента в растворе, p — давление, K — коэффициент проницаемости, характеризующий среднюю проницаемость среды и зависящий не столько от эффективной пористости, сколько от размера пор и их морфологии. Существенную роль играли только плоскощелевые поры с эффективными радиусами больше $1 \cdot 10^{-3}$ см.

Деформации горных пород и свойственные им поля напряжений создавали необходимые градиенты давления в гидротермальной системе и являлись одной из основных причин движения рудоносных растворов. Они же определяли направление и интенсивность этого процесса.

Выявление палеотектонической обстановки периода формирования рудных залежей и петрофизических особенностей рудовмещающих толщ в сочетании с данными моделирования и экспериментальных работ позволяют условно наметить некоторые закономерные сочетания палеотектонических полей напряжения и петрофизических типов пород, благоприятных для образования либо сингенетичных вулканогенно-осадочных, либо эпигенетических гидротермально-метасоматических рудных тел.

Вулканогенно-осадочное рудообразование происходило при тектонических, петрофизических и термодинамических условиях, способствовавших стационарному подъему и выносу минерализованных гидротермальных растворов на поверхность. В связи с этим рассмотрим некоторые наиболее распространенные сочетания типов палеотектонических полей напряжений и рудовмещающих толщ, благоприятствовавших течению этого процесса.

Вариант I. Траектории главных нормальных напряжений располагались: минимальных — в горизонтальной плоскости, а максимальных — в вертикальной (см. рис. 25, тип 11). Формировались взбросы и взбросо-сдвиги. В зонах крупных разломов в это время существовала обстановка повышенного бокового сжатия. Всестороннее давление достигло 800—2000 кгс/см², плоские микрощелевые поры и системы трещин скола были закрыты и притерты. Слагающие рудные поля породы в этом случае были представлены петрофизическими типами О, С и Т, характеризующимися средними и низкими значениями комплексного петрофизического коэффициента (см.

табл. 9). Рудоносные растворы по крутопадающим взбросо-сдвигам под действием высокого градиента давления достигали поверхности и вблизи мест выхода на склонах палеовулканических сооружений формировали колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические рудные тела. Подобным способом образовались медноколчеданные руды Главной залежи Тишинского месторождения.

Вариант II. Растягивающие усилия были ориентированы вертикально, а в горизонтальной плоскости фиксировалось радиальное сжатие (см. рис. 25, тип 15). Подобные поля напряжений часто возникали в пределах вулканических сооружений в поздневулканические стадии синвулканических этапов. Породы, через которые по системам протектонических макро- и микротрещин фильтровались растворы, относятся к петрофизическому типу Т с достаточно низким Кпк (см. табл. 9). На пути фильтрации растворов образовывалась колонна прожилково-вкрапленного оруденения, а на поверхности в форме подковы, обрамляющей палеовулкан, отлагались пласты и линзы колчеданных и медноколчеданных руд. Примером этого типа служит Крещенская залежь Николаевского месторождения (см. рис. 39).

Вариант III. В обстановке растяжения, когда сжимающие усилия были направлены вертикально, а растягивающие — горизонтально (см. рис. 25, тип 2), вулканогенно-осадочные руды формировались только при условии, что нижние и средние части разреза рудовмещающих толщ слагали породы с очень низкими (до $-1,44$) значениями Кпк (тип Р), а верхние, кроме того, характеризовались еще и высокими величинами коэффициента Пуассона (тип С). Подобное сочетание петрофизических типов разрезов и палеотектонического поля напряжений способствовало формированию на нижних и средних горизонтах структуры крутопадающих систем трещин, которые, однако, не выходили за пределы пород петрофизического типа Р. На границе Р—С, в структурных ловушках скапливались рудоносные растворы, создавался избыточный градиент давления, приводивший к гидроразрывам и к формированию гидролакколитов. Образовывались кварц-барит-полиметаллические купола. В сводовых частях конседиментационных антиклиналей и брахиантиклиналей, где мощности пород, относящихся к типу С, были резко уменьшены, гидротермальный поток их прорывал и на склонах антиклинальных структур приводил к образованию слоистых вулканогенно-осадочных рудных тел. Подобным способом сформировалась 2-я Риддерская залежь полиметаллических руд на Лениногорском рудном поле.

Эпигенетическое гидротермальное рудообразование наиболее активно протекало в обстановке латерального растяжения. В зависимости от петрофизических особенностей рудовмещающих толщ формировалось два подтипа рудных тел —

выполнения и метасоматический. Существовали следующие варианты структурно-петрофизических обстановок.

Вариант I. Сжимающие усилия были ориентированы вертикально, а растягивающие — горизонтально (см. рис. 25, тип 2). Рудовмещающий разрез слагали породы петрофизического типа Р (см. табл. 9). В них широко развивались жильные руды, выполнявшие системы трещин отрыва и скола. На участках, где разрез слагали породы типа П, образовывались гидротермально-метасоматические прожилково-вкрапленные и сплошные руды. Формировалась отчетливая вертикальная зональность: по мере движения снизу вверх медноколчеданные жилы сменялись медно-цинковыми и полиметаллическими. Примером этого типа могут быть жильные, прожилково-вкрапленные и сплошные руды Риддер-Сокольного месторождения (см. рис. 29).

Вариант II. Максимальные главные нормальные напряжения действовали в горизонтальной плоскости вкрест основного простирания рудоносной зоны, а минимальные — располагались веерообразно в вертикальной плоскости, ориентированной по простиранию зоны (см. рис. 29, тип 8). Формировались мелкие взбросы, надвиги, флексуры, коробчатые складки и главное развивалась трещиноватость в породах типа Т. Рудовмещающий разрез слагали в различных сочетаниях породы петрофизических типов О и Т, подчиненно был развит тип П. В этих условиях в породах типа П локализовались эпигенетические гидротермально-метасоматические рудные залежи, а в породах типа О и Т в небольших количествах возникали зоны и участки прожилково-вкрапленных сульфидных руд. К данному типу относятся руды Яман-Касинского месторождения и первого рудного тела Комсомольского месторождения на Блявинском рудном поле.

Вариант III. Растягивающие усилия располагались горизонтально параллельно простиранию рудоносной зоны, а сжимающие были наклонны и ориентированы в поперечном направлении (см. рис. 25, тип 17). Обычно положение минимального главного нормального напряжения было асимметричным относительно рудоносной зоны. Это приводило к взламыванию, подновлению систем ранневулканических разломов, активным движениям по ним и образованию складок волочения. Структура становилась открытой. В это время образовывались главным образом гидротермально-метасоматические руды. Они локализовались вблизи рудоподводящих разломов у контактов пород петрофизической группы Т с перекрывающими их образованиями групп Р и С в зонах тектонических брекчий со значениями $K_{пк}$ 0,9—1. В качестве примера можно отметить линзы и жилообразные залежи медно-цинковых руд, приуроченные к зоне Карьерного разлома на Николаевском месторождении.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНО-ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В поствулканические этапы рудные поля были деформированы. В результате и сами первичные вулканические структуры и свойства слагающих их пород были существенно изменены. Выделяются слабо-, средне- и сильнодеформированные рудные поля (см. табл. 7 и рис. 24). К слабодеформированным обычно относится большинство рудных полей областей растяжения (Ленинское, Ащевское, Гайское, Блявинское и др.). Средне- и сильнодеформированные рудные поля встречаются главным образом в подвижных зонах геосинклиналей, где длительное время существовала обстановка латерального сжатия (Николаевское, Тишинское, Стрежанское, Шубинское, Гуслияковское и др.).

Слабодеформированные рудные поля являются наиболее благоприятными объектами для палеовулканического анализа. В их пределах незначительно развиты поздние складчатые структуры, а тектонические процессы поствулканических этапов привели к катаклизмическим деформациям. В результате в зависимости от структурной позиции и физико-механических свойств пород образовались только системы поздней трещиноватости различной интенсивности, локальные надвиги и сдвиги. Существенного искажения в строении палеовулканических сооружений в это время не произошло. Наблюдается только некоторое выполаживание склонов построек за счет уплотнения пирокластического материала и небольшие горизонтальные перемещения отдельных их частей. Среднее значение пластической деформации, измеряемой абсолютной величиной главного сдвига (γ), для рудных полей данного типа не превышает 0,05—0,15 (см. рис. 24, б).

Физические и механические свойства рудовмещающих пород лавовых, экструзивных и субвулканических фаций сохранились практически в неизменном виде (см. рис. 19 и табл. 7). Существенно изменили первичные свойства только вулканогенно-осадочные породы. Они стали более плотными (на 30—40%) и упругими (на 20—35%), менее пористыми (в 2—5 раз) и проницаемыми (в $1 \cdot 10^2$ — $1 \cdot 10^4$ раз).

Среднедеформированные рудные поля (Николаевское) характеризуются развитием в их пределах асимметричных складок излома и систем поздней трещиноватости. Рудные тела, так же как и вмещающие их породы, претерпели динамический метаморфизм и на отдельных участках интенсивно катаклизированы, их контакты повсеместно сорваны, и здесь наблюдаются зоны дробленых, рассланцованных пород. Шарниры складок

осложнены разломами, часто отмечается кливаж осевой плоскости. Широко распространены флексуры и сложные дисгармоничные изгибы отдельных пластичных пачек в толще компетентных слоев. Палеовулканические сооружения деформированы; особенно интенсивно будинированы жерловые и прижерловые их части, где обычно развиты субвулканические тела, экстрезии и потоки лав. Определенные по серии продольных и поперечных разрезов через рудные поля средние значения абсолютной величины главного сдвига составляют 0,15—0,3. Намечается тенденция в уменьшении различий в значениях физико-механических свойств между петрофизическими группами пород (см. табл. 7 и рис. 24, а).

Интенсивно деформированные рудные поля (Тишинское, Старковское, Стрежанское, Шубинское, Гусляковское и др.) приурочены к региональным зонам смятия. В их пределах рудовмещающие толщи интенсивно рассланцованы и часто превращены в хлорит-карбонатные, хлорит-серицит-кварцевые сланцы, порфириды и порфиритоиды. Вулканические сооружения настолько деформированы, что часто представлены уплощенными линзами. Рудные залежи под влиянием высоких давлений и повышенных температур испытали пластическое течение, перекристаллизацию, катаклаз и превратились в рудные ленты, линзы, пластины (Воронцов, 1963; Щерба, Паталаха, 1966; Паталаха, 1970). В настоящее время рудные поля этого типа представляют собой крутопадающие линейные структуры: моноклинали (Белоусовское), флексуры (Тишинское) и системы изоклинальных складок размером 2—5 км с крутым падением крыльев (Стрежанское).

Процессы метаморфизма способствовали нивелированию различий в физико-механических свойствах разнообразных фаций вулканогенных пород. Наблюдается преобразование петрофизического ряда пород в единую группу, физические свойства которой отражают термодинамические условия метаморфизма. При этом вулканогенные породы рудных полей, подвергшихся воздействию более высоких стрессовых усилий и температур, характеризуются меньшими величинами пористости, условно-мгновенного насыщения и постоянной насыщения и повышенными значениями упругих параметров (см. табл. 7 и рис. 24). Важно отметить, что коэффициент дифференцированной пористости, низкий для пород слабдеформированных рудных полей (0,1—0,2), по мере усиления динамометаморфизма увеличивается и достигает в достаточно деформированных полях величины 0,5—0,7 (Тишинское). При дальнейшем повышении степени метаморфизма количество крупных пор и микротрещин сокращается и величина коэффициента уменьшается до 0,3—0,4 (Старковское и Стрежанское).

Дифференцированная пористость и динамика насыщения вулканогенных пород четко различаются для рудоносных зон,

претерпевших региональный динамометаморфизм (Тишинское и Старковское рудные поля) и не подвергшихся воздействию последнего (Блявинское рудное поле). Эти различия для метаморфизованных образований выражаются в увеличении скорости насыщения, возрастании пор крупного диаметра, закрытии бутылочных пор и в изменении их морфологии (округлые и эллипсоидальные сменяются щелевыми) (см. рис. 13).

Комплексный петрофизический коэффициент является чутким индикатором динамометаморфизма пород в зонах смятия. Его средние значения уменьшаются синхронно с усилением интенсивности деформационных процессов (см. рис. 24, б и табл. 7). Намечается последовательный ряд рудных полей, породы и руды которых были деформированы при разных давлениях. Температурный режим при этом, судя по данным изучения газовой-жидких включений во вторичных минералах, возникших при метаморфизме (хлорит-кальцитовая и эпидот-актинолитовая фации), колебался в пределах 150—500°C. Примерно в этом же диапазоне оценивает температуры, существовавшие в период формирования зон смятия, и Е. И. Паталаха (1970). Экспериментальное деформирование образцов базальта и липарита при высоких всесторонних давлениях и температурах показывает, что до давлений 1500—2500 кгс/см² происходит уплотнение пород, возрастание скоростей ультразвуковых волн, сокращение пористости и проницаемости, уменьшение значений коэффициента Пуассона (Физико-механические свойства..., 1974; Ушаков, Громин, 1976). Все это приводит к понижению среднего значения $K_{пк}$ до $-0,2 \div 0,0$. Дальнейшее повышение всестороннего давления при сохранении постоянным температурного режима ($\sim 300^\circ\text{C}$) в меньшей мере влияет на величины $K_{пк}$. Они уменьшаются незначительно. Это согласуется с данными по природным объектам. Так, для наиболее деформированных изученных нами Стрежанского и Старковского рудных полей средние значения $K_{пк}$ составляют $-0,4 \div -0,5$. Подобное поведение $K_{пк}$ объясняется тем, что в области низких всесторонних давлений преобладает катакластическая деформация, которая при высоких давлениях сменяется пластической. На графике « $K_{пк}$ — $\gamma_{ш}$ » (см. рис. 24, б) верхний участок кривой характеризует рудные поля, испытавшие хрупкие деформации при низких всесторонних давлениях, а нижний — соответствует рудным полям, пластически деформированным при высоких давлениях.

Также в прямой зависимости от деформированности пород находятся величины корреляционных связей между различными физико-механическими свойствами. Наблюдается ослабление этих связей по мере усиления динамометаморфизма. В частности, коэффициент парной корреляции между эффективной пористостью и модулем Юнга существенно более низкий для пород сильно деформированных рудных полей по сравнению

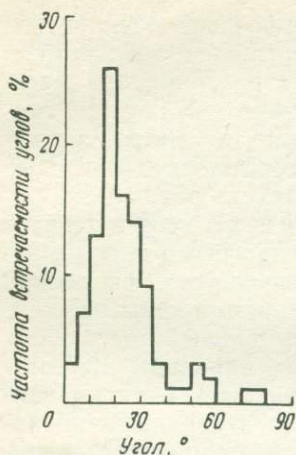


Рис. 45. Гистограмма частот встречаемости углов между ориентировками оптических осей и деформационных ламелл для 103 кристаллов кварца

с этим коэффициентом для пород слабдеформированных рудных полей (см. рис. 18).

Исследование деформационных ламелл в кварцсодержащих породах (лавах и туфах кислого состава) Тишинского рудного поля (район Габриэлевского месторождения) показало, что наиболее часто встречаются углы в интервале 10—35° между ориентировкой оптических осей кварца и положением ламелл, а максимум приходится на 15—20° (рис. 45). В соответствии с экспериментальной диаграммой Аве' Лаллемана—Картера (Ave' Lallemant, Carter, 1973) подобные соотношения между направлениями осей кварца и ламелл характерны для пород, деформированных при температурах 450—550°C и давлениях 2,5—4,0 кбар.

Таким образом, комплексное структурно-петрофизическое изучение рудных полей позволяет по комплексу петрофизических характеристик количественно оценить интенсивность деформационных процессов, которые испытали рудовмещающие образования в поствулканические этапы.

ГЛАВА 3

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РУД ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Важным моментом в расшифровке происхождения рудных залежей и времени их формирования является решение вопросов, связанных с метаморфизмом руд. Намечаются локальные и региональные динамометаморфические изменения.

Первые являются постоянными спутниками рудных залежей. Они встречаются практически на любом месторождении и даже почти в каждом рудном теле. Это мелкие пострудные подвижки часто с четкими зеркалами и бороздами скольжения; связаны обычно с местными блоковыми перемещениями, ассоциирующими с палеотектоническими полями напряжений поствулканических этапов. Особенности строения и физико-механические свойства руд вблизи подобных нарушений были изучены нами на ориентированных образцах, отобранных из зон достоверных пострудных разломов на Блявинском, им. III Интернационала,

Тишинском и Николаевском месторождениях. Исследовались разломы, рассекающие массивные колчеданные руды, состоящие на 90% из пирита, 2—5% халькопирита или сфалерита и 5—8% нерудного минерала (кварц, кальцит, хлорит, серицит) (Старостин, 1967).

В зонах разломов во всех случаях имела место хрупкая деформация с активным катакластическим дроблением сульфидных агрегатов в узкой (до 20—30, чаще около 5 см) сдвиговой полосе. Здесь же возникла резкая анизотропия упругих свойств (до 1,4—1,8), лавинно возрастающая по мере приближения к плоскостям послерудных разломов и зон милонитизации. На удалении всего 0,3—0,5 м от нарушения наблюдаются обычные для руд данных месторождений значения упругих свойств ($V_p=5,0-7,0$ км/с; $V_R=2-4$ км/с; $\mu=0,2-0,3$). В то же время непосредственно у плоскостей смещения абсолютные значения свойств существенно понижаются ($V_p=2,8-3,3$ км/с; $V_R=1,2-1,6$ км/с; $\mu=0,01-0,15$). У разломов максимальные значения констант упругости проявляются в направлении, перпендикулярном к плоскостям нарушений, а минимальные — в параллельном.

Региональные динамометаморфические процессы захватили весь объем месторождений и привели к более глубоким и однородным изменениям. Особенности строения метаморфизованных колчеданных залежей и закономерности их преобразования при метаморфизме широко известны (Структурно-текстурные особенности..., 1964). Но в большинстве работ рассматриваются месторождения, которые претерпели вместе с вмещающими породами метаморфизм главным образом фации зеленых сланцев. При глубоком метаморфизме рудовмещающих пород следует ожидать и более значительных преобразований руд. Кроме того, в результате большого стабильного поля обычных сульфидных минералов и относительно простого химического состава сульфидных руд не могут быть выработаны индикаторы температур и давлений во время метаморфизма, подобные тем, которые применяются при изучении метаморфических пород. Поэтому все известные критерии метаморфизма сульфидных руд описательные и чисто качественные. В связи с этим для более полной оценки степени преобразования колчеданных залежей необходимо исследовать не только текстурно-структурные особенности руд, но и их физические свойства, которые чутко реагируют на изменения пород и руд во время метаморфизма и позволяют дать количественную оценку этих изменений.

Нами были изучены физико-механические свойства близких по составу и структуре колчеданных руд, залегающих в различной геолого-структурной обстановке и испытавших воздействие разнообразных процессов метаморфизма. Проведенное исследование позволило условно выделить три группы месторождений: 1) со слабо метаморфизованными рудами, 2) со

средне и сильно метаморфизованными и 3) с нацело преобразованными метаморфогенными рудами (табл. 16).

Слабо метаморфизованные руды. Колчеданные месторождения со слабо метаморфизованными рудами наиболее широко развиты на Южном Урале и в Японии (в миоценовом поясе пород спилито-кератофировой формации), менее — на Рудном Алтае и Северном Кавказе. Они характеризуются невысоким метаморфизмом рудовмещающих пород: зеленокаменные изменения, отсутствие регионального рассланцевания, наличие пологоскладчатых, слабо деформированных вулканических сооружений, присутствие тектонических брекчий и милонитов только в узких зонах пострудных разломов. Руды, как правило, массивные, однородные, тонкозернистые. В них часто широко распространены колломорфные структуры; наряду с криптокристаллическим пиритом развит мельниковит-пирит и марказит. Эти руды в основной массе пористые (2—5%), обладают пониженными значениями упругих характеристик (модуль Юнга $7-12 \times 10^5$ кгс/см²) и плотности (3,6—4,0 г/см³). Однако помимо отмеченного типа в одних и тех же рудных залежах постоянно отмечаются значительные участки, сложенные массивными, изотропными перекристаллизованными рудами. Для них характерно резкое сокращение пористости до долей процента, повышение плотности (4—4,4 г/см³) и упругости ($E=14-16 \times 10^5$ кгс/см²).

Пострудный динамометаморфизм часто проявлялся только в узкой зоне контакта рудных залежей и привел к появлению анизотропии физических свойств, в пористых рудах при этом произошло уплотнение, а в массивных перекристаллизованных образовались микротрещины и пористость увеличилась до 1—1,5%. В качестве примера кратко рассмотрим физико-механические свойства наиболее типичных слабо метаморфизованных

Физические свойства в разной степени метаморфизованных серноколчеданных

Руды	Плотность, г/см ³		Пористость, %	
	1	2	1	2
Слабо метаморфизованные	4,2	3,9	0,5	3,2
Средне и сильно метаморфизованные	4,4	4,15	0,8	2,2
Метаморфогенные	4,8	4,4	0,4	1,1

Руды: 1 — массивные перекристаллизованные, 2 — брекчированные со следами сланцева

руд из месторождений Учинатаи и Увамуки (Япония) и Блява (Южный Урал).

Месторождения Учинатаи и Увамуки расположены в миоценовом поясе пород спилит-кератофировой формации, относящихся к ранней стадии альпийского геосинклинального развития (Смирнов и др., 1968). Рудные тела этих месторождений залегают у кровли риолитов, перекрытых пирокластическими осадками, и имеют зональное строение. В их нижней части среди гидротермально измененных риолитов развита метасоматическая прожилково-вкрапленная сульфидная руда (силикатная руда). Выше расположена массивная колчеданная руда (желтая руда). Венчает разрез богатая полиметаллическая руда, согласно перекрытая морскими слоистыми пирокластическими породами (черная руда). Месторождения рассматриваются как смешанные вулканогенно-осадочные образования. Их нижние части возникли вследствие воздействия гидротермальных растворов на риолиты, а верхние — при отложении вещества, выносимого этими растворами на дне миоценового моря. Черные, желтые и силикатные руды отчетливо различаются по физическим свойствам.

Черная руда характеризуется: 1) однородностью и выдержанностью свойств (коэффициент анизотропии параметров упругости для них не превышает 1,01—1,02); 2) низкими скоростями продольных (4,05 км/с), поперечных (2,3 км/с) и поверхностных (2,09 км/с) ультразвуковых волн и невысокими значениями модулей сдвига ($2,56—2,62 \cdot 10^5$ кгс/см²) и Юнга ($6,55 \times 10^5$ кгс/см²); 3) низкой эффективной пористостью (0,65—0,80%); 4) высокими значениями плотности (4,84—4,96 г/см³).

Желтая руда представлена двумя подтипами: малопористым (развит на месторождении Учинатаи) и высокопористым (на месторождении Увамуки). Малопористая желтая руда резко

Таблица 16

руд

Скорости ультразвуковых волн, км/с				Коэффициент Пуассона		Модуль Юнга, 10 ⁵ кгс/см ²		Акустическая жесткость α , 10 ⁵ г/см ³ ·с	
продольных		поперечных							
1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
6,60	5,04	3,80	2,80	0,23	0,25	15,0	7,65	27,6	19,7
6,93	4,95	4,03	3,10	0,22	0,14	19,2	9,10	30,4	20,5
7,18		4,28		0,20		21,8	12,0	34,9	

тых текстур.

отличается от черных и силикатных руд прежде всего высокими скоростями продольных (6,61 км/с) и поперечных (4,10 км/с) ультразвуковых волн и значительно (более чем в 3 раза) большими значениями модулей сдвига ($7,8 \cdot 10^5$ кгс/см²) и Юнга ($18,4 \cdot 10^5$ кгс/см²), кроме того, от черных руд — высокой эффективной пористостью (2,64%) и большим коэффициентом анизотропии (1,08), а от силикатных — меньшими значениями эффективной пористости и коэффициента анизотропии. Высокопористая желтая руда характеризуется меньшими, чем для черных и силикатных руд, значениями скоростей упругих волн ($V_p = 4,0$ км/с, $V_s = 1,78$ км/с) и модулей сдвига ($1,3 \cdot 10^5$ кгс/см²) и Юнга ($3,73 \cdot 10^5$ кгс/см²), но значительно более высокой эффективной пористостью (4,75%).

Силикатная руда в отличие от предыдущих типов имеет неоднородное строение (коэффициент анизотропии 1,12—1,17) и значительно меньшую плотность (3,18—3,46 г/см³). От черных руд отличается также высокой эффективной пористостью (2,90—3,60%) и более высокими скоростями продольных (4,58—5,00 км/с) и поперечных (2,70—2,91 км/с) волн. Силикатная руда по сравнению с малопористой желтой рудой обладает меньшими значениями скоростей ультразвуковых волн и упругих параметров, а по сравнению с высокопористой — меньшей пористостью, но большими значениями скоростей ультразвуковых волн и упругих параметров.

Следует отметить, что на месторождении Учинатаи описанные типы руд четко различаются также по коэффициенту Пуассона, который для черной руды равен 0,26, для желтой — 0,18 и для силикатной — 0,12.

Месторождение Блява было рассмотрено во второй части работы. Оно формировалось в обстановке растяжения, и его руды не испытали существенного динамометаморфизма. Исследованные массивные колчеданные руды основной залежи месторождения по физическим свойствам очень близки к желтой малопористой руде месторождения Учинатаи; отличаются только несколько меньшими значениями эффективной пористости (1,32%), модулей сдвига ($6,4 \cdot 10^5$ кгс/см²) и Юнга ($15,8 \times 10^5$ кгс/см²).

Средне и сильно метаморфизованные руды. Эти руды нами изучались на примере месторождений, приуроченных к мобильным зонам палеозойских геосинклиналей Урала (Дегтярское, им. III Интернационала и др.) и Рудного Алтая (Тишинское, Габриэлевское, Старковское, Стрежанское и др.). Все они залегают среди интенсивно дислоцированных крутопадающих, часто смятых в линейные складки рассланцованных толщ. Рудные тела совместно с вмещающими их породами испытали смятие и изгибы, ориентировка которых повсеместно совпадает. По падению и в направлении развитой на плоскостях рассланцевания линейности сплошные руды разлинзованы за счет их мень-

шей, чем у вмещающих гидротермально измененных пород, пластичности.

В рудных агрегатах широко распространены следы микродеформаций (дробление, переориентировка зерен минералов, разлистование) и перекристаллизации, которые привели к появлению сильной анизотропии физических, особенно упругих, свойств. Установлено, что метаморфизм руд охватывал длительный промежуток времени и осуществлялся в несколько стадий, различавшихся палеотектоническими полями напряжений и термодинамическими условиями. При этом выявляется преобладание деформационных процессов на ранних и заключительных стадиях. Наблюдаемые в настоящее время рассланцованные и брекчированные руды, как правило, уже испытали ранний катаклаз и перекристаллизацию. Перекристаллизованные руды по сравнению с деформированными характеризуются более высокой плотностью, упругостью и низкой пористостью (см. табл. 16). В сильно метаморфизованных месторождениях в отличие от слабо метаморфизованных эти руды обладают отчетливой анизотропией физических свойств, несколько большей плотностью и упругостью.

Рассмотрим подробнее физико-механические свойства руд колчеданно-полиметаллических месторождений, формировавшихся в областях сжатия и интенсивно деформированных в поствулканические и пострудные этапы. Автором совместно с В. А. Зубковым, Ю. И. Деминым и Д. Сакия были исследованы руды четырех колчеданно-полиметаллических месторождений Лениногорского района, локализующихся в трех различных подзонах Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая — Старковского (Белоубинская подзона), Стрежанского (Успенно-Карелинская), Тишинского и Габриэлевского (Кедровско-Буtachинская).

На Тишинском месторождении и вмещающие оруденные породы почти повсеместно подвергались рассланцеванию различной интенсивности (см. рис. 38).

Выделено три зоны динамометаморфических сланцев. Центральная и Северная располагаются в контуре развития рудных тел, а Южная — за их пределами. Сланцеватость имеет выдержанное субширотное направление, согласное со слоистостью и с общим простиранием мобильной зоны. На отдельных участках она сечет слоистость под углом 25—40°. По плоскостям рассланцевания развиты чешуйчатые минералы (серицит, хлорит); наблюдается смещение различных прожилков, развальцевание и растянутасть обломков и вкрапленников, разлинзование прослоев пород и рудных прожилков. Дислокационный метаморфизм рудных тел способствовал изменению их формы и перекристаллизации слагающих руды минералов. Пластические деформации преобразовали первичные формы вмещающих пород

и руд в линзовидные крутопадающие тела, а разрывные — обусловили дробление, смятие и катаклиз руд и пород.

По простиранию и на глубину мелкие рудные тела располагаются линейно на продолжении друг друга, в виде разобщенных лент или образуют кулисные зоны. Ориентировка длинных осей лент согласная с линейностью во вмещающих породах. Наиболее активные перемещения происходили в менее прочных образованиях, на участках развития интенсивно гидротермально измененных пород, залегающих, как правило, около рудных тел. В связи с этим здесь формировались динамометаморфические сланцы. Рудные тела, заключенные в них, также подвергались деформации.

На контакте рудных залежей отмечаются срывы; породы и руды здесь дислоцированы. По плоскостям плейчатости они разделяются на ряд параллельных пластин с гладкими поверхностями, которые расположены согласно сланцеватости. Борозды скольжения в рудах (рис. 46), вмещающих породах и гидротермальных жилах имеют одинаковую ориентировку. Отдельные участки рудного тела плейчатые и смяты в мелкие складки с размахом крыльев до 5 м. На крыльях складок мощность рудного пласта меньше, чем в замковых частях, что, вероятно, обусловлено перемещением рудного материала в наиболее ослабленные участки. В прожилково-вкрапленных рудах и минерализованных породах сульфидные прожилки часто деформированы с образованием складок излома.

Сплошные полосчатые полиметаллические руды приобретают плейчатую текстуру. В участках перегиба полос мощность их увеличивается. Иногда полосы развальцованы, растащены, утонены, отмечаются случаи срыва контактов при утыкании полос одного состава в другой под углом до 45° . Наблюдается удлинение отдельных зерен сульфидов. Полосы сульфидов, огибая изометричные обломки более прочных пород (кварцитов, липаритовых порфиров и др.), резко изменяют около них мощность, вплоть до выклинивания. При наличии линейно вытянутых разобщенных обломков рудные полосы испытывают около них пережимы и разлинзование. Линзочки располагаются кулисно или на продолжении друг друга. Серицит, развитый на плоскостях рассланцевания, приоб-

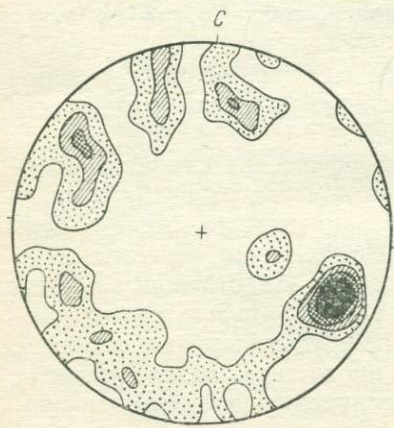


Рис. 46. Диаграмма ориентировок борозд скольжения в рудах Тишинского месторождения. 48 замеров. Изолинии: 3—6—9—12%

ретае удлиненно-волокнистую форму. В рудных минералах повсеместно наблюдаются следы деформаций: в халькопирите деформационные двойники, пирит раздроблен; на отдельных участках в рудах отмечены зоны катакластического течения.

Исследования упругих свойств руд основной залежи Тишинского месторождения в ориентированных образцах, отобранных на различных расстояниях от контакта, показали, что они исключительно неоднородны в разных участках. Динамометаморфизму подвергаются главным образом краевые части рудных тел. В сплошных полиметаллических рудах массивной текстуры в центре залежей, на расстоянии 4—10 м и более от контактов, руды изотропные и на схемах дирекционных значений упругих волн получаются почти правильные круги (рис. 47). В этих частях залежей слабую анизотропию можно наблюдать только вблизи древних синвулканических рудоподводящих структур. По нашему мнению, одним из них являлся меридиональный Западно-Маячный разлом. В рудах, расположенных на восточном фланге залежи, вблизи разлома, выявляется упругая анизотропия, характеризующаяся большими значениями ультразвуковых волн в меридиональном направлении и меньшими — в широтном (см. рис. 47, б). У контактов же четко проявляется деформационная анизотропия, и индикатриса скоростей ультразвуковых волн здесь приобретает форму эллипса (см. рис. 47, в, г). В за-

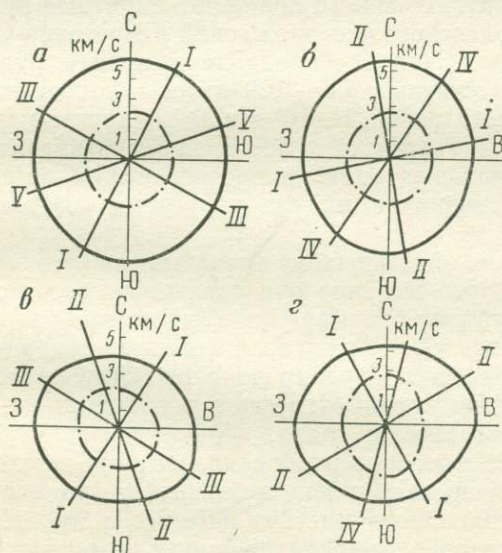


Рис. 47. Индикатрисы скоростей продольных (сплошная линия) и поверхностных (штрих-пунктирная линия) ультразвуковых волн для сплошных руд Основной залежи Тишинского месторождения.

а — западный фланг в 8 м от контакта, б — восточный фланг вблизи Западно-Маячного разлома в 4 м от контакта, в — западный фланг, у контакта, г — центральная часть, южный контакт. Римские цифры — номера профилей исследования

висимости от локальных изгибов рудных тел изменяется и ориентировка индикатрисы. Длинная ось ее, соответствующая максимальным скоростям упругих волн, постоянно совпадает с направлением борозд скольжения (максимального растяжения). Короткая ось эллипса совпадает с направлением действия сжимающих усилий. Для нее характерны невысокие скорости продольных волн и существенно более низкие значения коэффициента Пуассона.

Исследования анизотропии упругих свойств колчеданных руд Западной рудоносной зоны Старковского месторождения производились по керну скважин. Результаты этих исследований свидетельствуют о том, что руды здесь в отличие от руд Тишинского месторождения анизотропны по всей мощности рудных тел. Последнее можно объяснить или большей интенсивностью послерудных тектонических движений в Белоубинской зоне, или незначительной мощностью рудных тел Старковского месторождения по сравнению с мощностью рудных залежей Тишинского месторождения.

Нами было проведено сравнение физических свойств колчеданных руд, имеющих массивную текстуру и приблизительно одинаковый минеральный состав, Старковского, Тишинского, Габриэлевского и Стрежанского месторождений, а также Восточно-Старковского рудопроявления (табл. 17). Максимальными значениями упругих свойств обладают пиритные руды Старковского и Габриэлевского месторождений и Восточно-Старковского рудопроявления. Скорости продольных волн в рудах этих месторождений достигают 6,8—7,29 км/с, а поперечных 4,2 км/с; модуль упругости равен $21 \cdot 10^5$ кгс/см². Упругие параметры руд Стрежанского и Тишинского месторождений значительно ниже. Скорость продольных волн не превышает 5,2 км/с, а поперечных 3,4 км/с; величина модуля упругости обычно составляет $9—11 \cdot 10^5$ кгс/см².

Проведенные исследования показывают, что упругие свойства одного и того же типа руд различных месторождений Лениногорского района оказываются существенно различными. Это хорошо увязывается с их геологическим положением. Руды Восточно-Старковского рудопроявления, Старковского и Габриэлевского месторождений залегают в значительно более высокометаморфизованных породах.

Восточно-Старковское рудопроявление и Старковское месторождение размещаются в зоне экзоконтакта раннепермского Белоубинского гранитного массива (Демин и др., 1976). Первое приурочено к зоне андалузит-биотит-кварцевых роговиков, а второе — к зоне альбит-биотит-актинолитовых роговиков. Рудные залежи Габриэлевского месторождения залегают среди пород альбит-биотитовой фации метаморфизма, связанной с мощным поясом малых интрузий змеиногорского комплекса. Руды Тишинского месторождения локализируются в нижней части

Средние значения физико-механических свойств руд некоторых колчеданных месторождений Лениногорского района

Место- рождение	Типы руд	Плотность, см ³	Эффективная пористость, %	Скорости распространения ультразвуковых волн, км/с		Коэффициент Пуассона	Модули, 10 ⁹ кгс/см ²	
				продольных	поперечных		сдвига	Юнга
Тишинское	Серноколчеданные сплошные	4,15	2,20	4,94	3,10	0,18	3,99	9,37
	Серноколчеданные вкрапленные	3,50	3,07	4,71	2,96	0,17	3,07	7,20
	Колчеданно-полиметал- лические сплошные	4,10	1,09	5,12	3,11	0,21	3,97	9,58
Габриэлевское	Колчеданные сплошные	4,30	0,73	6,77	3,85	0,26	6,37	16,08
	Полиметаллические сплошные	3,75	0,38	5,16	3,13	0,21	3,67	8,88
	Колчеданные прожил- ково-вкрапленные	3,01	1,89	5,11	2,97	0,24	2,66	6,61
Старковское	Серноколчеданные сплошные	4,43	1,08	6,72	4,08	0,21	7,37	17,8
	Полиметаллические сплошные	3,95	1,35	4,85	2,88	0,23	3,28	8,04
	Колчеданно-прожил- ково-вкрапленные	3,21	1,32	5,20	3,51	0,08	3,95	8,55
Восточно- Старковское	Серноколчеданные сплошные	4,65	0,81	7,12	4,36	0,20	8,84	21,2
	Полиметаллические сплошные	3,88	1,24	5,11	2,83	0,28	3,11	7,95
Стрежанское	Колчеданные сплошные	4,31	0,32	5,26	3,19	0,21	4,39	10,60
	Полиметаллические сплошные	4,06	0,50	5,72	3,16	0,28	4,05	10,38
	Полиметаллические про- жилково-вкрапленные	3,72	0,31	4,25	2,51	0,23	2,34	5,78

вулканогенно-осадочных отложений, захоронивших сложно деформированное Познопаловское вулканическое сооружение. Горы, вмещающие руды, до рудообразования претерпели стадию гидротермального метаморфизма и по сравнению с рудами Старковского и Габриэлевского месторождений залегают среди пород, претерпевших зеленокаменный метаморфизм, т. е. более низкую стадию метаморфизма. Этими причинами, вероятно, можно объяснить различие физических свойств указанных месторождений.

Исходя из значений упругих параметров серноколчеданных руд рассмотренных месторождений, можно предположить, что руды Габриэлевского месторождения были более метаморфизованы, чем руды Тишинского месторождения, но меньше, чем руды Старковского месторождения.

Такое значительное отличие упругих свойств руд этих месторождений вызвано тектоническими движениями, имевшими место при формировании зон смятия, и тепловым воздействием для Старковского месторождения Белоубинского гранитного массива, а для Габриэлевского — малых интрузий змеиногорского комплекса. Согласно экспериментальным работам Б. Аткинсона (Atkinson, 1975) любые деформации пиритовых агрегатов при условиях, отвечающих верхним 10 км земной коры, являются хрупкими. При высоких давлениях и температурах часто наблюдается катакластическое «течение» в узких локальных зонах деформированных пиритовых руд. Б. Атkinson предполагает, что пластическая деформация пирита возможна только при повышенных температурах и высоком парциальном давлении паров серы.

В. Келли и Б. Кларк (Kelly, Clark, 1975), исследовав монокристаллы и агрегаты халькопирита, установили, что деформационное двойникование в нем преимущественно по граням (112) будет происходить в условиях комнатных температур при всестороннем давлении, превышающем 3000 кгс/см^2 . Повышение температур всего до 100°C понижает давление механического двойникования до 500 кгс/см^2 . Сопоставление экспериментально деформированных сульфидных агрегатов с рудами Тишинского, Шубинского, Старковского и других месторождений зон смятия показывает на однотипность их деформированности. Это позволяет, конечно с большой условностью, предположить, что динамометаморфизм руд здесь протекал в широком диапазоне температур ($20\text{—}400^\circ\text{C}$), дифференциальных ($100\text{—}4000 \text{ кгс/см}^2$) и всесторонних ($500\text{—}2000 \text{ кгс/см}^2$) давлений, аналогичных применяемым в упомянутых экспериментальных работах.

Следует отметить также, что часто приводимые в качестве доказательства эпигенетичности руд данные о неодинаковом метаморфизме вмещающих пород и руд в ряде случаев неудачны. Изучение физико-механических свойств вмещающих пород и руд показывает, что их свойства резко различны, и поэтому при

тектонических движениях одной и той же интенсивности метаморфические изменения в рудных телах будут значительно слабее проявлены, чем во вмещающих их кварц-серицитовых породах, серицитолитах и т. п.

Метаморфогенные руды. Они слагают сильно преобразованные колчеданные месторождения, рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы которых метаморфизованы до амфиболитовой фации. В результате динамометаморфизма рудные тела приобрели форму крутопадающих уплощенных линз; в зальбандах их отмечается повышенная рассланцованность и гнейсовидность. Установлено закономерное уменьшение величин упругих свойств от центральных частей к флангам залежей. Эта общая тенденция наиболее отчетливо проявлена в распределении значений коэффициентов анизотропии, модуля объемного сжатия, коэффициента Пуассона и плотности. Кроме того, наблюдается увеличение упругих параметров в разностях, обладающих массивной и гнейсовидной текстурами, по сравнению с рудами сланцеватой текстуры (см. табл. 16).

Метаморфогенные руды изучались нами на примере сплошных пиритовых залежей Южной и Центральной Карелии (Парандовское и Хаутаваарское месторождения), залегающих в метаморфизованных до амфиболитовой фации осадочно-вулканогенных толщах нижнего протерозоя (парандовская серия) (Конкин и др., 1971).

Территория Парандовского месторождения сложена осадочно-вулканогенными отложениями, среди которых преобладают осадочно-туфогенные и эффузивные породы основного состава, превращенные в результате регионального метаморфизма в массивные и полосчатые тонко- и мелкозернистые амфиболиты. Широко развиты амфиболовые, гранатовые и другие порфиробластические сланцы, сформировавшиеся в зонах рассланцевания, пересекающих метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения. Рудовмещающими породами являются мраморизованные известняки, известковистые кварциты, порфиробластические сланцы и реже амфиболизированные диабазы.

В низах разреза толщи, слагающей район Хаутаваарского месторождения, находятся метаморфизованные липаритовые порфиры, дацитовые и андезитово-дацитовые порфириты и их туфы. Выше залегают амфиболизированные эффузивы основного состава, их туфы и туффиты с прослоями и пачками графитистых сланцев, кварцитов, кварц-полевошпатовых туфопесчаников мощностью от первых десятков метров до 1 км. Рудовмещающими породами здесь служат кварц-полевошпатовые туфопесчаники, графитистые сланцы и кварциты. Породы на территории обоих месторождений характеризуются метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Ручкин и др., 1972).

Характерная черта минерального состава серноколчеданных руд Хаутаваарского и Парандовского месторождений, образующих линзовидные тела, — их однообразие и почти полная идентичность. Различаются они лишь в количественных соотношениях главных минералов — пирита и пирротина. По этому признаку выделяются пиритовые, пирротиновые и смешанные руды. В качестве второстепенных минералов отмечаются халькопирит, сфалерит, борнит, магнетит и ильменит.

Пиритовые руды преобладают на обоих месторождениях. Тектурно-структурные признаки их отражают высокую степень преобразования во время прогрессивной стадии регионального метаморфизма, который почти полностью уничтожил первичные структуры и текстуры. На некоторые особенности первичного строения пиритовых руд Хаутаваарского рудного поля и их последующие изменения в процессе регионального метаморфизма указывал С. И. Рыбаков (1967). К числу выявленных им первичных текстур относятся оолитовые и слоисто-полосчатые. Последние выражены чередованием прослоев сплошных пиритовых руд, иногда с оолитовыми текстурами, и графитистых сланцев. Более поздние исследования показали, что эти руды характеризуются колломорфными и метаколлоидными структурами. Реликты колломорфного строения известны и в массивных рудах этих месторождений (Ручкин и др., 1972).

В результате регионального метаморфизма при возрастании тектонических деформаций и температур происходит грануляция метаколлоидного пирита, сопровождающаяся перекристаллизацией и переотложением вещества. Внешние переотложенные каемки гранобласт не подвергаются травлению концентрированной азотной кислотой в отличие от внутренних зон, сохранивших первичное строение. В условиях высокого дифференциального давления в тех местах, где оно было минимальным, образуются ориентированные каемки переотложенного пирита. На участках рудных тел, подвергшихся наиболее сильному давлению, происходит полная перекристаллизация пирита с образованием ориентированно-бластических и удлиненно-зернистых структур с полным или почти полным исчезновением первичного пирита в центральных частях зерен. Однако даже среди полностью перекристаллизованного пирита иногда наблюдаются реликты метаколлоидных структур. Пиритовые руды наряду с ориентированно-бластическими структурами обладают грано- и гетерогранобластовыми структурами, характерными для руд, претерпевших относительно равномерную перекристаллизацию. Текстура таких руд массивная.

При рассланцевании и разлинзовании массивных пиритовых руд возникли линзовидно-полосчатые, гнейсовидно-полосчатые и очково-гнейсовидные колчеданные руды. Они сложены «очками» и линзами аллотриоморфнобластического пирита с реликтами метаколлоидных структур или колломорфного пирита со

следами незначительной грануляции и перекристаллизации среди ориентированно-бластического пирита, что указывает на перекристаллизацию руд в условиях меняющихся тектонических деформаций: «очки» и линзы нередко расположены своими длинными осями по направлению полосчатости. В отдельных случаях гетеро- и гранобластический пирит слагает неориентированные или слабо ориентированные изометричные участки, которые цементируются крупнозернистым переотложенным пиритом. Такие руды имеют брекчиевидные и брекчиевидно-полосчатые текстуры.

В пиритовых рудах Парандовского серноколчеданного месторождения, залегающих среди метасоматических порфиروبластических сланцев, образовавшихся по регионально метаморфизованному вмещающим породам, отмечаются рассланцевание и сплошность. Последняя выражена гофрировкой тонких полосок перекристаллизованного пирита и подчеркивается полосчатым распределением нерудных минералов. К плоскостям рассланцевания приурочены кристаллы граната и чешуйки биотита, широко развиты гранат-биотитовые и биотитовые прожилки и жилы пород с порфиробластами граната и биотита, располагающимися согласно сланцеватости в рудах.

Интенсивность рассланцевания постепенно уменьшается к центру залежей. На контакте с порфиروبластическими сланцами аллотриоморфнобластические метаморфизованные пиритовые руды сменяются крупнокристаллическим ангедральным агрегатом пирита.

Пирротиновая минерализация образует в краевых частях метаморфизованных пиритовых рудных тел сплошные и прожилково-вкрапленные руды. Для них характерны брекчиевые и брекчиевидные текстуры с обломками вмещающих пород и пиритовых руд.

Минеральный состав оказывает существенное влияние на физико-механические свойства. Наблюдается закономерное увеличение упругих параметров, пропорциональное возрастанию содержания в сплошных рудах пирита. При этом скорости продольных ультразвуковых волн увеличиваются от 5 км/с в существенно пирротиновых рудах до 7,5 км/с в мономинеральных массивных пиритовых залежах. Средние значения продольных и поперечных ультразвуковых волн составляют соответственно для пирротиновых руд 4,88 и 2,89 км/с, а для пиритовых 7,19 и 4,02 км/с.

Тектурно-структурные особенности руд заметно влияют главным образом на величины коэффициентов анизотропии и Пуассона. Низкие значения их установлены для руд со слабо выраженными ориентированными текстурами — массивными и слабо гнейсовидными, а повышенные относятся к рудам с гнейсовидно-полосчатыми, очково-полосчатыми и другими метаморфическими структурами.

В мономинеральных пиритовых рудах наблюдается увеличение упругих параметров (скоростей ультразвуковых волн, модулей упругости, сдвига и объемного сжатия) в разностях, которые обладают массивной и гнейсовидной текстурой, по сравнению с рудами сланцеватой текстуры. Например, значения модуля Юнга в сланцеватых пиритовых рудах составляют $12—13 \cdot 10^5$ кгс/см², а в массивных и гнейсовидных возрастают до $23—28 \cdot 10^5$ кгс/см². Модуль сдвига изменяется в пределах $5—10 \cdot 10^5$ кгс/см².

По структурным признакам сплошные пиритовые руды разделяются на две группы: мелкогранобластические с размером зерен 0,05—0,15 мм и гетерогранобластические с размером сульфидов более 0,15 мм (до 0,5 мм). Проведенное исследование позволило установить, что ни один из изучавшихся упругих параметров не имеет закономерной связи с изменением зернистости сульфидов.

Изменение физических свойств руд от краевых к центральным частям залежей обусловлено исключительно характером метаморфизма. В зальбандах повсеместно отмечается повышенная рассланцованность, гнейсовидность, иногда развиты зоны густовкрапленных пиритовых руд. Здесь же, как правило, локализованы пирротиновые и пирит-пирротиновые руды, обладающие сланцеватой, брекчиевидной и брекчиевой текстурами. В направлении от центральных частей к периферии рудных тел понижаются абсолютные значения упругих параметров и плотности и увеличивается анизотропия физико-механических свойств.

Метаморфогенные преобразования захватили весь объем залежей, включая и их центральные части. При этом на контактах рудных тел преобладала хрупкая деформация с широким развитием зон катакластического «течения». Одновременно в центре залежей руды испытали преимущественно пластическую деформацию, перекристаллизацию и уплотнение. Для них характерны здесь высокие величины всех упругих параметров и плотности.

Опыты Б. Актинсона (Aktinson, 1975) по деформированию в условиях высоких температур и давлений пиритовых руд и аналогичные эксперименты В. В. Золотухина, Г. Д. Ушакова, В. В. Рябова (1974) для пирротиновых агрегатов показали, что рассматриваемые минералы по деформационным характеристикам занимают крайние позиции.

В пирротиновых рудах пластические деформации наблюдаются уже при всестороннем давлении $500—2000$ кгс/см² и температуре больше 200°C , в то время как в пиритовых агрегатах значительные деформации (до 14%) без развития проходящих трещин имеют место только при всестороннем давлении, превышающем 3000 кгс/см², и температуре 300°C . В этих условиях дифференциальное давление должно быть более

700 кгс/см². Исходя из опытов Б. Аткинсона и проведенного изучения физико-механических свойств, можно высказать предположение, что высокоупругие ($E=21,8 \cdot 10^5$ кгс/см²), плотные (4,8 г/см³) и малопористые (0,6%) пиритовые руды, слагающие центральные части залежей, были преобразованы при всесторонних и дифференциальных давлениях, превышающих соответственно 3000 и 7000 кгс/см².

Проведенное исследование позволило установить прямую зависимость изменения большинства физических свойств колчеданных руд от степени их метаморфогенного преобразования. Эти изменения тесно связаны с метаморфизмом вмещающих пород. Так, в рудах, залегающих в слабо метаморфизованных толщах, в метаморфизованных до фации зеленых сланцев и распределенных среди пород эпидот-амфиболитовой фации, закономерно возрастают скорости ультразвуковых волн (соответственно для продольных волн 6,6—6,9—7,3 км/с и поперечных 3,8—4,0—4,3 км/с), модуля Юнга ($15,0—19,4—21,8 \cdot 10^5$ кгс/см²) и сдвига ($6,4—7,3—9,0 \cdot 10^5$ кгс/см²). Абсолютные значения упругих свойств и плотности возрастают, а пористость понижается в рудах, испытавших воздействия более высоких давлений и температур.

ГЛАВА 4

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Основной математического моделирования рудоносных структур являются результаты, полученные к настоящему времени по трем основным направлениям в структурных исследованиях рудных полей и месторождений.

1. Изучение физико-механических свойств горных пород и руд (пористости, динамики насыщения, плотности, прочности, твердости, упругости и др.), что позволило дать развернутую характеристику структурно-литологических экранов, толщ и отдельных горизонтов, благоприятных для формирования рудо-локализирующих структур, различных типов рудовмещающих вулканогенно-осадочных и интрузивных образований.

2. Моделирование полей напряжений различных механизмов деформации. Результаты, полученные на оптических моделях, позволяют составить качественную картину распределения напряжений для различных комбинаций механизмов деформации. Особенно интересны в этом отношении работы М. В. Гзовского (1975), И. В. Лучицкого и П. М. Бондаренко (1976), В. А. Королева, Ш. Д. Фахтуллаева (1976) по моделированию процессов складкообразования, а также трещинных кольцевых и радиальных структур.

3. Структурно-петрофизические исследования, позволяющие реконструировать поля напряжений на последовательных этапах развития геологической структуры. Они базируются на определении и сравнении абсолютных значений и объемной анизотропии физико-механических свойств и проводятся в комплексе с детальным геологическим картированием, тектонофизическими и микроструктурными исследованиями (Старостин, 1973₂).

Внедрение современных ЭВМ в практику геологических исследований значительно ускорило обработку геолого-структурной информации. В результате этого стало возможным применение всего комплекса методов структурного анализа (тектонофизического, микроструктурного, структурно-петрофизического) при изучении отдельных рудных полей и месторождений и позволило С. А. Сандомирскому приступить к математическому моделированию конкретных рудоносных структур (Сандомирский и др., 1978).

Основой математической модели того или иного объекта являются механизм формирования структуры (геодинамическая обстановка) и физико-механические свойства пород. Данные физического моделирования подобного механизма и комплексное структурно-петрофизическое описание конкретной структуры дают возможность проверить выводы, полученные на математической модели. В результате моделирования получают распределения абсолютных значений напряжений и их знаков (областей растяжения и сжатия) в пространстве, а также области развития, ориентировка и тип возможных разрывных нарушений.

Достоинство математических моделей в том, что они могут строиться в реальных геологических масштабах, для сред с реальными усредненными параметрами, с учетом силы тяжести, создаваемой весом вышележащих пород. Кроме того, математические модели обладают относительно высокой гибкостью в отношении внесения в них изменений и дают возможность быстро получать результаты их численного решения на ЭВМ. В настоящей работе рассматриваются только статические модели, поэтому время исключается из рассмотрения и речь идет только о пространственных размерах, величинах нагрузок и т. п.

Математическое моделирование как метод исследования тектонических структур используется во многих работах. Большая их часть посвящена решению плоских задач теории упругости для упругих и вязко-упругих сред. Наиболее полные обзоры исследований в этой области можно найти в работе А. С. Григорьева и В. П. Ионкина (1972). Из недавних работ следует отметить статью В. Б. Занемонца и др. (1976), посвященную моделированию формы складок также на основе решения плоской задачи теории упругости о вдавливании штампа. Для ре-

шения задач рудной геологии весьма интересны статьи японских исследователей Г. Коиде (Koide, Bhattacharji, 1975), К. Кизабуро и др. (Kisaburo e. a., 1976) и др. В первой статье на основе численного решения осесимметричной упругой модели анализируется распределение рудоносных трещин вокруг интрузива эллипсоидальной формы, во второй рассматривается задача о вдавливании штампа в упругую среду и изучаются закономерности трещинообразования в зависимости от ширины штампа с использованием метода конечных элементов.

Математические модели основных механизмов формирования рудоносных структур. Одним из основных результатов структурно-петрофизического анализа колчеданных рудных полей является вывод о том, что в период формирования рудоносных структур имеют место по сути дела две геодинамические обстановки: растяжение и сжатие. Причем в первом случае работает механизм поперечного изгиба, а во втором главную роль играют сдвиговые деформации. Эти два механизма сводятся к нескольким известным задачам механики сплошных сред. При этом первоначально рассматривается линейно-упругая однородная и изотропная среда, так как для сред с эмпирически установленной зависимостью интенсивности напряжений от интенсивности деформаций возможен переход к пластическому случаю методом последовательных приближений.

1. Поперечный изгиб. Механически этот случай формулируется как задача о воздействии жесткого штампа на упругое тело при отсутствии сил трения. В общем случае трехмерного однородного изотропного тела произвольной формы решение весьма сложно, поэтому здесь рассматривается задача о действии жесткого штампа на упругое полупространство. Такое допущение оказывается приемлемым, поскольку практически рассматривается распределение напряжений только в ближайшей окрестности штампа, где напряжения достигают величин, при которых возможно возникновение трещин. Область контакта штампа задана, граница полупространства вне зоны действия штампа свободна от нагрузки. В таком виде задача сводится к решению уравнения Лапласа при определенных граничных условиях.

Решения для ряда случаев (различные формы штампа) получены Л. А. Галиным (1953), но численная реализация этих решений достаточно сложна. Простейшим является случай плоского, круглого в плане штампа (осевая симметрия). Решение записывается в виде интегралов от Бесселевых функций и допускает численную реализацию на ЭВМ.

Так как рассматриваемый случай линейен, то сразу можно получить обобщение на случай системы штампов. Решение представляет собой сумму решений для отдельных штампов.

2. Сдвиг. Задача эквивалентна следующей. К двум противоположным боковым граням длинного прямоугольного бруса

приложены касательные напряжения, действующие в плоскости граней, равные по величине и противоположные по направлению. Кроме того, на границе могут быть приложены растягивающие или сжимающие нормальные напряжения. Введем систему координат таким образом, что плоскость XU совпадает с плоскостью поперечного сечения бруса. Если предположить, что граничные условия не зависят от Z , то получим условия плоской деформации.

Подобная задача теории упругости решается в общем виде на основе комплексного представления решения (Мухелишвили, 1966). Для упрощения задачи функция, отображающая рассматриваемую фигуру (поперечное сечение тела) на единичный круг, заменяется несколькими первыми членами ее ряда, т. е. полиномом. При этом полином фактически отображает на единичный круг фигуру, отличную от данной, но близкую к ней. Например, для прямоугольника такой полином отображает на единичный круг прямоугольник с чуть скругленными углами. Это вполне удовлетворительная точность для рассматриваемого типа задач.

3. Поперечный изгиб и сдвиг в слоистой среде. Разобранные выше задачи предполагают однородность и изотропность среды, однако реальные геологические тела очень часто характеризуются слоистым строением. Поэтому в дальнейших исследованиях при построении теоретических моделей, более близких к реальным геологическим ситуациям, будет представлять интерес случай слоистого линейно-упругого тела, в котором каждый слой однороден и изотропен, а слои имеют различные мощности и физико-механические параметры; трение между слоями отсутствует. Эту задачу можно решать последовательно: сначала рассматривать только нижний слой и решать задачу для него, затем значения напряжений на верхней границе этого слоя принять граничным условием для следующего слоя и решать задачу для него и т. д.

Модель механизма поперечного изгиба. Среди многих задач теории упругости наиболее подходящей в качестве модели поперечного изгиба оказалась задача о воздействии плоского, круглого в плане, жесткого штампа на упругое полупространство. Преимущества этой задачи перед другими заключаются в том, что она достоверно описывает реальные блоковые структуры и имеет достаточно простое аналитическое решение, допускающее его численную реализацию на ЭВМ со средними памятью и быстродействием. Конечным результатом решения задачи, подробно изложенной в работе С. А. Сандомирского и др. (1978), помимо вычисления главных нормальных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3), максимального касательного напряжения (τ_m) и их ориентировки, было определение пространственного распределения зон растрескивания и генетического типа трещин. С этой целью применен критерий разрушения Кулона—Мора с усечением

в области растяжения. Условие зарождения трещины при этом запишется следующим образом:

$$\begin{aligned} \sigma_3 &\leq -R_{сж} + m\sigma_1 \\ \sigma_1 &\geq R_p \text{ (в области растяжения),} \end{aligned}$$

где $R_{сж}$ и R_p — пределы прочности на сжатие и разрыв соответственно;

$$m = \frac{1 + \sin\left(\frac{\pi}{2} - 2\varphi\right)}{1 - \sin\left(\frac{\pi}{2} - 2\varphi\right)};$$

φ — угол скалывания, определяемый экспериментально.

Таким образом, при выполнении первого условия будут возникать трещины скола, а при выполнении второго — трещины отрыва. Экспериментальные результаты хорошо согласуются с описанным критерием (Поль, 1975).

На развитие трещин существенное влияние оказывает давление поровой жидкости в породах. Оно состоит в том, что роль главных напряжений начинают играть эффективные напряжения ($\sigma_1 + p_f$, $\sigma_2 + p_f$, $\sigma_3 + p_f$, где p_f — давление поровой жидкости) (Поль, 1975). Численный метод реализован в виде программы на Фортран-IV. Время счета всего набора параметров для половины осевой плоскости по сетке 30×30 на ЭВМ с быстродействием 20 тыс. операций в секунду составляет 8 мин.

Характер пространственного распределения напряжений и их ориентировок иллюстрируется результатами численного решения модели со следующими параметрами: радиус штампа 1 км, глубина верхней кромки штампа от дневной поверхности 3 км, нагрузка на штампе 10^{14} кг, коэффициент Пуассона 0,1, модуль сдвига $2,6 \cdot 10^5$ кгс/см², плотность среды 2,6 г/см³.

Результаты представлены на рис. 48. В распределении всех компонент тензора напряжений наблюдается максимум вблизи границы штампа, что обусловлено распределением контактных напряжений на штампе. Для σ_1 (см. рис. 48, а), кроме того, устанавливается максимум меньшей интенсивности над штампом на расстоянии, равном двум его радиусам, а также вблизи нижней границы полупространства на расстоянии от кромки штампа примерно в один его радиус. Максимумы, аналогичные последним, проявляются и в распределении максимальных касательных напряжений (см. рис. 48, з). В распределении σ_3 (см. рис. 48, в) отчетливо вырисовывается зона влияния штампа; вне ее напряжения определяются исключительно действием силы тяжести.

По распределениям знаков главных нормальных напряжений получены следующие результаты. Для σ_1 (см. рис. 48, д) на данной модели устанавливаются две области положительных

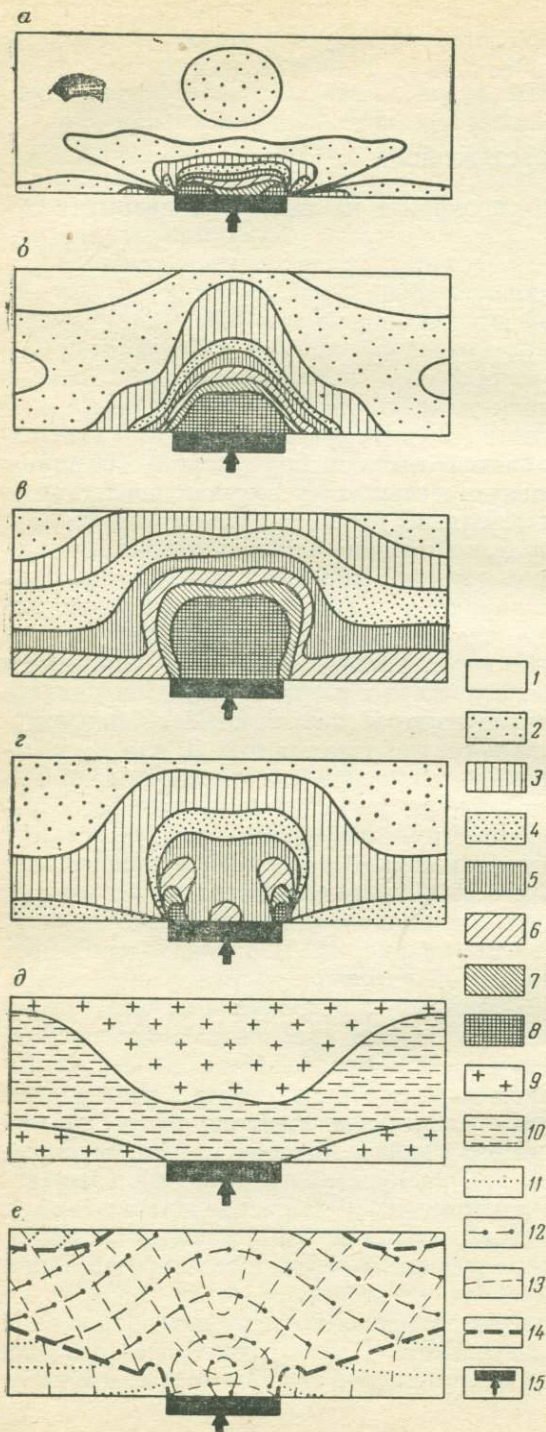


Рис. 48. Результаты численного решения модели механизма поперечного изгиба.

Распределение абсолютных значений главных нормальных напряжений в осевой плоскости: *a* — максимальных σ_1 , *b* — средних σ_x , *c* — минимальных σ_2 , *d* — максимальных касательных τ_{\max} . *e* — распределение областей растяжения и сжатия; *e* — распределение ориентировок главных нормальных напряжений.

Абсолютные значения напряжений (в 10^2 кгс/см²): 1 — 0—0,5; 2 — 0,5—2,0; 3 — 2,0—3,5; 4 — 3,5—5,0; 5 — 5,0—6,5; 6 — 6,5—8,0; 7 — 8,0—9,5; 8 — больше 9,5. 9 — области растяжения для σ_1 ; 10 — области сжатия для σ_1 ; 11—13 — траектории главных нормальных напряжений: 11 — максимальных, 12 — средних, 13 — минимальных; 14 — линия, разграничивающая области совпадения σ_1 с σ_1 (нормальные напряжения в тангенциальном направлении) и σ_2 с σ_1 ; 15 — штамп

значений (области растяжения). Верхняя область растяжения ограничена воронкообразной поверхностью, нижняя граница которой располагается примерно на высоте одного радиуса штампа от его верхней кромки. Нижняя область представляет собой полубесконечное кольцо, ограниченное сверху конической поверхностью; основанием ее служит контур поверхности штампа. Численное решение моделей с другими параметрами показало, что форма области растяжения может значительно изменяться в зависимости от значений параметров. Среднее нормальное напряжение σ_2 характеризуется одной кольцевой областью растяжения, ограниченной сверху дневной поверхностью, а сбоку и снизу — поверхностью, имеющей в сечении седловидное очертание. Напряжения σ_3 во всем полупространстве действуют как сжимающие усилия.

Распределение ориентировок главных нормальных напряжений показано на рис. 48, *е*. Согласно расчетам σ_1 везде совпадает с σ_2 (Лурье, 1970). Таким образом ось σ_2 в этой области горизонтальна и направлена перпендикулярно к осевой плоскости (плоскости чертежа), а ориентировка осей σ_1 и σ_3 отчетливо видна на рис. 48, *е*.

В плоскостях действия максимальных касательных напряжений τ_m образуются сколовые трещины. Линия их пересечения совпадает с осью σ_2 , а сами плоскости перпендикулярны к плоскости, в которой лежат оси σ_1 и σ_3 , и составляют с ними углы в 45° . Следовательно, поверхности τ_m (в результате вращения осевой плоскости) представляют собой два ортогональных друг другу семейства конических поверхностей и на осевом сечении они дадут сетку перпендикулярных друг к другу линий скольжения.

На горизонтальном сечении вследствие осесимметричности распределения напряжений, следовательно, равновероятности условий возникновения сколовых трещин последние будут представлять собой семейство концентрических окружностей, а в трехмерном пространстве — семейство конических или цилиндрических поверхностей. Экспериментальные результаты, подтверждающие это явление, описаны у Б. Поля (1975).

В результате численного решения моделей с разными значениями коэффициента Пуассона и при разных нагрузках установлено, что: 1) при увеличении нагрузки при прочих равных условиях увеличивается абсолютная величина главных напряжений и 2) при увеличении коэффициента Пуассона при прочих равных условиях верхний максимум в распределении σ_1 перемещается вверх и сокращается область растяжения.

Следствием установленных закономерностей является то, что увеличение абсолютных значений главных напряжений и расширение областей растяжения приводят к расширению зон растрескивания и для трещин отрыва и для трещин скола при заданных пределах прочности среды.

Распределения как абсолютных значений напряжений, так и их знаков изменяются и при разных глубинах залегания верхней кромки штампа. Эти изменения обусловлены нарастанием силы тяжести с глубиной.

Сравнение распределений τ_m , полученных численным решением модели (см. рис. 48, з), с распределениями τ_m , полученными на оптически активных материалах (Гзовский, 1975), показывает их качественную идентичность. Это совпадение свидетельствует о пригодности рассмотренной задачи в качестве модели механизма поперечного изгиба.

Механизм формирования рудоносных структур Риддер-Сокольного месторождения. Для того чтобы оценить пригодность задачи о воздействии штампа при описании реальных геологических структур и возможность прогнозирования на основе ее численного решения, была рассмотрена модель одной из брахиантиклинальных структур (2-я Юго-Западная залежь) Риддер-Сокольного месторождения.

Эта структура представляет собой пологую (углы падения на крыльях до 20°) брахиантиклиналь с формой в плане, близкой к окружности диаметром около 1 км. В ядерной части складки в верхах разреза располагался кварц-баритовый купол с богатыми свинцовыми рудами, ниже которого следовала зона медно-цинкового и свинцово-цинкового штокверка, переходящая с глубиной в систему протяженных, выдержанных по мощности и по ориентировке свинцово-цинковых и медно-цинковых жил, выклинивающихся на глубине (см. рис. 26 и 27).

На основе изучения ориентировок разновозрастных рудных жил в пределах 2-й Юго-Западной залежи была высказана гипотеза о развитии этой структуры в период рудообразования как складки поперечного изгиба в результате движения блока фундамента по древним разломам (Сандомирский, Старостин, 1975).

Имеющиеся сведения о строении разреза этой структуры, физико-механических свойствах пород, слагающих разрез, а также принятие ряда допущений, идеализирующих реальный объект, позволили построить модель 2-й Юго-Западной залежи.

Разрез предполагается однородным, изотропным и линейно-упругим, а штамп-идеально жестким цилиндрическим с плоским основанием. Модель характеризуется следующими усредненными параметрами: плотность $2,6 \text{ г/см}^3$; коэффициент Пуассона $0,15$; модуль сдвига $2,6 \cdot 10^5 \text{ кгс/см}^2$; радиус штампа $0,5 \text{ км}$; глубина штампа на момент начала его воздействия на среднедевонский разрез $1,6 \text{ км}$; прочность на сжатие 2000 кгс/см^2 ; прочность на разрыв 150 кгс/см^2 ; угол скалывания 30° ; нагрузка на штампе $0,8 \cdot 10^{14} \text{ кг}$. Большинство значений параметров определено экспериментально или выбрано на основании геологических и геофизических данных. Величина нагрузки подбиралась в процессе численного решения таким образом, чтобы при других заданных

параметрах получить области растрескивания на модели, близкие к реальным контурам рудных тел.

В результате численного решения модели были получены распределения абсолютных значений знаков и ориентировок σ_1 , σ_2 , σ_3 и τ_m . Характер этих распределений существенно не отличается от изображенных на рис. 48. В связи с этим приведены только распределения ориентировок главных напряжений и зон растрескивания, рассчитанных с применением критерия Кулона—Мора (рис. 49).

В распределении зон растрескивания в первую очередь выделяется куполообразная ненарушенная зона непосредственно над штампом. Это связано с тем, что здесь все главные напряжения достигают больших величин и действуют как сжимающие усилия, формируя зону всестороннего сжатия. Выше этой зоны располагается область возникновения сколовых трещин. Они будут образовываться по коническим поверхностям, соответствующим поверхностям действия τ_m , рассмотренным выше.

В стороны от основания штампа формируется кольцевая область сложной формы, внутри которой возникают трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к осям действия σ_1 . Поскольку в этой области оси σ_1 лежат в осевой плоскости и наклонены приблизительно под углом 45° к горизонту, то трещины отрыва здесь будут образовываться вдоль конических поверхностей, наклоненных к штампу также под углом 45° .

Еще одна зона отрывов располагается симметрично относительно оси штампа непосредственно над первой зоной сколов и совпадает с локальным максимумом значений σ_1 . В этой зоне

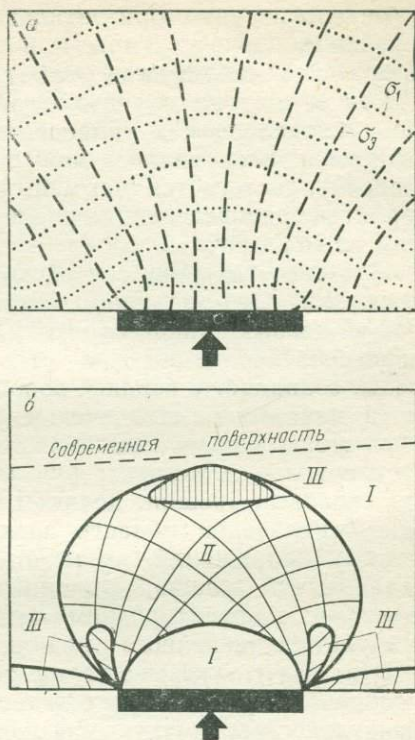


Рис. 49. Результаты решения модели механизма поперечного изгиба для 2-й Юго-Западной залежи.

Распределение ориентировок: *a* — главных нормальных напряжений, *б* — зон растрескивания.

Условные обозначения см. на рис. 48.

I — ненарушенная область, *II* — область сколов, *III* — область отрывов. Штриховка показывает предполагаемую ориентировку трещин

σ_1 ориентированы горизонтально, а отрывы будут иметь вид кольцевых трещин. Выше и в стороны от рассмотренных зон находится ненарушенная область.

Расчет модели с учетом давления поровой жидкости (которое вводилось как гидростатическое) показал, что картина растрескивания, аналогичная получаемой без введения этого давления, достигается при меньшей на 25% нагрузке на штампе. Характер распределения различных зон растрескивания при этом не меняется.

При сопоставлении зон растрескивания с геологическим разрезом 2-й Юго-Западной залежи отчетливо устанавливается, что, во-первых, кварц-баритовый купол, формировавшийся по геологическим данным в условиях высокой проницаемости среды, совпадает с верхней зоной отрывов, расположенной в области максимальных значений растягивающих напряжений σ_1 , и, во-вторых, известный в настоящее время контур развития штокверковых и жильных руд, образовавшихся путем выполнения сколовых трещин, целиком располагается в верхней половине центральной области сколов. Кроме того, ориентировки главных напряжений, восстановленные по замерам сопряженных систем трещин, выполненных рудами, оказались очень близкими к ориентировкам главных напряжений, полученным в результате численного решения модели.

Эти факты указывают на то, что принятая нами модель в основном правильно отражает пространственное распределение рудоносных структур 2-й Юго-Западной залежи и дает еще одно подтверждение в пользу полученного по геологическим данным вывода: эта структура формировалась путем механизма поперечного изгиба в результате штампового движения блока фундамента.

Локальные несоответствия между результатами решения модели и геологическими данными отмечаются в ориентировке поверхностей сколовых нарушений и реальных рудных тел. Это несоответствие заключается в том, что рудные жилы характеризуются двумя преимущественными ориентировками, из которых преобладает восточно-северо-восточная и менее ярко выражена перпендикулярная к ней северо-северо-западная, т. е. в ориентировке рудных жил отсутствует осевая симметрия, что должно было бы следовать из модели. Это несоответствие, по-видимому, обусловлено допущениями, принятыми в модели по отношению к реальным условиям. В первую очередь это касается однородности и изотропности среды и формы штампа. При нарушении этих условий нарушается осевая симметрия распределения напряжений и соответственно ориентировка сколовых плоскостей.

На основе удовлетворительного в целом соответствия модели реальному объекту и с учетом локальных отклонений появляется возможность прогнозировать рудоносные структуры

в неразведанных участках, пользуясь результатами численного моделирования. В частности, для 2-й Юго-Западной залежи можно дать следующие рекомендации (с наибольшей достоверностью можно прогнозировать общие контуры рудоносных структур того или иного генезиса, что же касается ориентировки отдельных структурных элементов, то здесь возможны существенные отклонения):

1) поиски жильных руд на глубоких горизонтах в пределах всей залежи имеет смысл вести только до глубины около 700 м от дневной поверхности, так как ниже должна располагаться нарушенная куполообразная зона;

2) рудные жилы в кольцевых и близгоризонтальных трещинах скола могут быть обнаружены на флангах залежи (500—800 м от центра залежи) на глубинах 400—900 м от дневной поверхности;

2) рудные жилы в конических трещинах отрыва могут быть встречены также на флангах залежи (600—1000 м от центра залежи) на глубинах от 700 до 1500 м.

Следует иметь в виду, что здесь речь идет о прогнозе не самих рудных тел, а рудоносных структур. Что касается конкретной реализации высказанных рекомендаций, то их проверка имеет смысл на северном и южном флангах залежи, где рассмотренная брахиантиклинальная структура постепенно переходит в пологие мульды и этот переход не нарушен разрывами. С востока же и запада 2-я Юго-Западная залежь ограничена сбросами, что создает здесь ситуацию, далекую от модельной.

При доведении до численного решения задачи о системе штампов, действующих на упругое полупространство, можно будет построить модель всего Риддер-Сокольного месторождения, представляющего в структурном отношении совокупность брахиформных штамповых складок.

ГЛАВА 5

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Крупномасштабное прогнозно-металлогеническое картирование на рудных полях и месторождениях палеовулканических областей должно включать как важный составной компонент структурно-петрофизические исследования, обобщенные данные которых наносятся на карты: поисковых признаков и предпосылок и металлогеническую. Эти исследования проводятся в два этапа. Первый, рекогносцировочный, мелкомасштабный позволяет в пределах исследуемых территорий выделить области,

развивавшиеся в основные эпохи рудообразования в унаследованном режиме сжатия или растяжения. Второй этап, более детальных работ, проводится главным образом на площадях рудных полей или даже отдельных месторождений. Основными задачами здесь является выявление: 1) структурно-литологических экранов; 2) петрофизических групп пород, благоприятных для формирования эпигенетических рудных тел (выполнения и метасоматических); 3) палеовулканических сооружений, по отношению к которым рудные залежи занимают закономерное положение; 4) синвулканических мульд, перспективных на вулканогенно-осадочные руды; 5) палеотектонических полей напряжения, существовавших в периоды формирования различных генетических типов руд.

По результатам полевых и лабораторных исследований составляются: 1) петрофизические схемы и разрезы, 2) планы изолиний Кпк, 3) реконструированные палеоструктурные разрезы, 4) палеотектонические схемы для основных этапов и стадий формирования рудоносных структур. Анализ этих материалов совместно с результатами палеофациального, геохимического и геофизического изучения рудовмещающих формаций позволяет выделять участки, перспективные для обнаружения месторождений и отдельных залежей как эпигенетических гидротермальных, так и сингенетических вулканогенно-осадочных руд.

Структурно-петрофизические предпосылки колчеданно-полиметаллического оруденения. Как было показано во второй части работы, условия локализации руд в значительной мере определяются структурно-петрофизическим типом рудных полей. В связи с этим для каждого из выделенных типов устанавливается свой комплекс предпосылок колчеданного оруденения.

Для рудных полей областей растяжения, характеризующихся преобладающим развитием эпигенетических колчеданных руд, такими предпосылками будут:

1. Синвулканические разломы: а) сопряженная ромбоидальная система в областях горизонтального растяжения при продольнозональном укорочении, б) осепродольные сбросы в сводовых частях вулканогенных геосинклиналей в областях поперечного изгибания.

2. Гетерогенный состав смятых в пологие складки рудовмещающих образований. Чередование толщ, представленных тремя основными петрофизическими типами (см. табл. 9): а) первый тип (Р) — породы с $K_{пк} = -0,5 \div 1,5$ и коэффициентом Пуассона $0,10 - 0,15$. В них будут формироваться жильные руды. Жилы крутопадающие — вертикальные на глубине и выполаживающиеся по мере приближения к поверхности; б) второй тип (II) составляют породы с высокими значениями $K_{пк}$ (больше $0,5 - 1$). Они благоприятны для образования прожилково-вкрапленных и сплошных гидротермально-метасоматических руд. Рудные залежи, приуроченные к пластам и линзам благоприят-

ных пород, унаследуют обычно и их пологое залегание; в) третий тип (С) представлен породами с $K_{пк} = -0,5$ и коэффициентом Пуассона $0,3-0,4$. В них руды не формируются. Эти образования в большинстве случаев являются экранирующими. Под ними на участках локальных антиклинальных поднятий локализуются сплошные пластовые или комбинированные грибообразные (верхняя часть пологая, а нижняя крутопадающая) рудные залежи.

3. Вертикальная ритмичная зональность рудоносных структур, связанная с изменением геодинамических условий их формирования на разных глубинах и с чередованием в разрезе рассмотренных основных петрофизических типов пород. В каждом ритме сверху вниз выделяются: а) верхняя часть, в пределах которой на границе пород первой и третьей групп развиваются полости отслаивания, послонные срывы, мелкие складки продольного изгиба, короткие взбросы и надвиги. Мощность ее — десятки — первые сотни метров; б) средняя часть, более однородная, сложенная породами первого петрофизического типа. Здесь формируются главным образом наклонные (угол падения $65-75^\circ$) трещины скола. Мощность этой части — от десятков метров до $100-200$ м; в) нижняя часть, характеризующаяся развитием локальных, коротких вертикальных трещин скола и мелких зонк дробления. Мощность ее в зависимости от строения рудовмещающих толщ колеблется от десятков до первых сотен метров.

На рудных полях обычно устанавливается один, реже два подобных ритма. Степень структурной открытости, в понимании Л. И. Лукина и др. (Структурные условия..., 1974), для более нижних частей ритмов значительно меньшая, чем для верхних.

Вертикальная структурная зональность является причиной многоярусного положения рудных тел. В верхней части ритмов формируются залежи сплошных руд в полостях отслаивания и мелких антиклинальных складках, в средней — образуются системы протяженных рудных жил и в нижней формируются прожилково-вкрапленные, штокверковые руды. В ряде случаев в пределах ритмов изменяется состав руд от существенно полиметаллического в верхних частях до медноколчеданного и колчеданного — в нижних. Изучение геодинамических условий локализации руд выявляет тенденцию к уменьшению степени открытости структуры с глубиной и, естественно, к сокращению масштабов промышленного оруденения, вертикальный диапазон которого в подобного типа рудных полях приблизительно составляет около $1500-5000$ м.

4. Тектонофизический контроль оруденения, проявляющийся в том, что вулканотектонические структуры могут быть рудоносными только при условии, если в течение синвулканических этапов в их пределах существовало устойчивое палеотектоническое поле напряжений с вертикально ориентированными

сжимающими и горизонтальными разнонаправленными растягивающими усилиями. В плане размещение рудных залежей контролировалось палеовулканическими сооружениями и синвулканическими пологими брахиформными антиклинальными складками.

Для рудных полей областей сжатия структурно-петрофизическими предпосылками колчеданного оруденения являются следующие:

1. Линейные протяженные (десятки километров) узкие зоны сдвигов с оперяющей ортогональной системой сопряженных крутопадающих разломов. Узлы пересечения оперяющих разломов с основной сдвиговой зоной контролировали вулканизм и оруденение.

2. Рудовмещающие образования, представленные петрофизическими типами О, П, С и Т (см. табл. 9); среди них наиболее благоприятными для рудозамещения являлись породы типа П с высокими значениями Кпк (1—1,5).

3. Палеовулканические сооружения, с которыми главным образом ассоциирует рудная минерализация. Выделяются месторождения, расположенные внутри вулканических построек, на их склонах и в толщах, перекрывающих палеовулкан. Рудные залежи на каждом месторождении располагаются в пределах одного горизонта; верхняя граница последнего определяется рельефом дна палеобассейна. Отчетливо обособляются пластообразные или линзовидные тела сплошных руд вулканогенно-осадочного происхождения и примыкающие к ним снизу ореолы эпигенетических гидротермальных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, которые быстро (на расстоянии десятков либо первых сотен метров) выклиниваются. Строение этих ореолов и их мощность полностью определяются физико-механическими свойствами развитых на данных участках образований. Прожилково-вкрапленные руды локализируются только в породах петрофизического типа П (см. табл. 9). Степень структурной открытости резко сокращается с глубиной. В связи с этим рудоносные структуры формируются в узкой приповерхностной зоне (первые сотни метров). На глубине господствует обстановка повышенного неравномерного всестороннего сжатия, приводящая к уменьшению в породах пористости (в 1—2 раза), проницаемости (на несколько порядков) и возрастанию анизотропии упругих параметров и прочности. На рудных полях этого типа слабо развиты системы рудных жил и даек.

4. Локальные палеотектонические поля напряжений для синвулканических этапов с вертикально ориентированными растягивающими и горизонтальными разнонаправленными сжимающими усилиями. Подобные поля напряжений устанавливаются главным образом в рудоносных вулкано-тектонических структурах.

5. Участки и зоны с высокими положительными значениями комплексного петрофизического коэффициента, особенно гра-

ницы их с породами, обладающими низкими, отрицательными величинами Кпк. Эти участки обычно являются рудоносными. Важно отметить, что даже в сильно динамометаморфизованных рудных полях, где произошло нивелирование первичных физико-механических свойств, подобные рудоносные зоны и участки выделяются несколько повышенными (больше нуля) величинами комплексного петрофизического коэффициента.

Рассмотрим кратко некоторые результаты структурно-петрофизического анализа, проводившегося нами специально для составления прогнозно-металлогенических карт и схем в Блявинском (Южный Урал) и Лениногорском (Рудный Алтай) рудных районах.

БЛЯВИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В металлогеническом отношении все выделенные в пределах района тектонические структуры (Блявинско-Киндерлинская, Чураевская и Сакмаро-Кидрясовская) формируют единую Блявинско-Киндерлинскую рудоносную зону, состоящую из рудоносных подзон и более мелких единиц — рудоносных блоков (Яковлев и др., 1972; Авдонин и др., 1973; Основные принципы... , 1973).

Перспективные оценки на медноколчеданное оруденение различных подзон и блоков базируются на комплексе поисковых предпосылок (структурно-петрофизических, магматических, литологических) и признаков: 1) зоны и участки гидротермально измененных пород, 2) ореолы сульфидизации, 3) осветленные, ярозитизированные образования и породы «железной шляпы», 4) геохимические и геофизические аномалии.

В пределах Блявинско-Киндерлинской рудоносной зоны наиболее перспективны на медное оруденение интенсивно прогнутые синклинали рудоносные подзоны (Блявинская), менее перспективными представляются слабо прогнутые синклинали (Утягуловская, Киндерлинская, Ишмуратовская). Неясна перспективность антиклинальных подзон (Сакмаро-Кидрясовская, Чураевская, Беркутовская, Кураганская).

В Блявинской рудоносной подзоне сосредоточены все известные в районе медные месторождения и большинство рудопроявлений, широко развиты образования раннедевонского липаритового комплекса и наиболее полно представлены остальные благоприятные для оруденения признаки и поисковые предпосылки. В пределах подзоны выделяются четыре рудоносных блока: Восточно-Блявинский, Центральнo-Блявинский, Западно-Блявинский и Ракитянский (см. рис. 34).

Восточно-Блявинский рудоносный блок. Характеризуется исключительно широким развитием пород кислого состава субвулканической фации раннедевонского липаритового комплекса.

В его пределах находятся Блявинское, Комсомольское, Яман-Касинское и Разумовское медноколчеданные месторождения и много рудопроявлений, связанных с субвулканическими телами и эксплозивными брекчиями этого комплекса. Размещение месторождений определяется пересечениями крупных, заложившихся в силурийский этап, длительно развивавшихся разломов различных направлений. Для пород, слагающих блок, характерны высокие положительные значения комплексного петрофизического коэффициента. Установлено, что экранирующими образованиями для эпигенетических руд, формировавшихся в раннедевонское время, служили породы со значениями Кпк меньше нуля. Именно в этой части рудного поля в течение всех синвулканических этапов имел место активный вулканизм, господствовала обстановка латерального растяжения с кратковременными периодами горизонтального сжатия, при которых формировались надвиги.

В структурно-петрофизическом отношении наиболее перспективен Уразбахтинский участок. Он приурочен к месту сопряжения Алчембаево-Зареченского и Станционного разломов, где залегает крупное (длиной 2 км и шириной 0,3 км) субвулканическое тело раннедевонского комплекса. Оно сложено липаритовыми и дацитовыми порфирами, прорывающими эффузивы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев верхнеблявинской подсвиты. Эффузивно-осадочные породы обладают низкими значениями Кпк и, залегая полого на значительной части участка в кровле тела субвулканических липаритовых порфиров, могли служить экранами для рудоносных растворов. На данной территории локальные поля напряжений для раннедевонского синвулканического этапа характеризовались широкой горизонтальной ориентировкой растягивающих и вертикальной — сжимающих усилий. Таким образом, структура участка формировалась в обстановке растяжения. Наряду с отмеченными предпосылками здесь имеются и прямые поисковые признаки — мелкие зоны сульфидной минерализации с повышенными содержаниями меди и цинка и ассоциирующие с ними кварцсерицитовые гидротермально-метасоматические образования. Ориентировочно промышленное оруденение средних масштабов ожидается на глубинах 300—600 м.

Центрально-Блявинский рудоносный блок. В блоке широко распространены отложения херсонковской свиты и полого залегающие останцы эффузивных пород раннедевонского липаритового комплекса, сопровождающиеся экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями. С реликтами вулканических построек связаны медноколчеданные рудопроявления (Алчембаевское, Зареченское и др.), приуроченные к жерловым и субвулканическим фациям комплекса.

Большое значение для локализации оруденения имели взбросовые и надвиговые структуры. Блявинско-Комсомольский

взброс, к которому приурочены одноименные месторождения, расположен на границе Центрально-Блявинского и Восточно-Блявинского рудоносных блоков. Этот взброс, погружающийся под углом 50° на запад, представляет интерес для поисков медноколчеданных месторождений только на больших глубинах (800—1500 м). Подобной структурой может быть и параллельный ему Зареченский надвиг. Вулканоогенно-осадочные образования верхнеблявинской подсвиты и херсонковской свиты, слагающие эту территорию, характеризуются низкими и средними значениями Кпк (см. табл. 13), неблагоприятными для локализации колчеданного оруденения по крайней мере до глубин 1000—1500 м. Большой интерес представляют вулканические сооружения центрального типа, сложенные лавами и туфами кислого состава. В их пределах (внутри, на склонах, в вершинной части), как правило, встречаются зоны и участки минерализованных и гидротермально-измененных пород.

Наиболее перспективным на обнаружение промышленных руд является Алчембаевский участок, приуроченный к одноименному палеовулканическому сооружению, расположенному в зоне Алчембаево-Зареченского синвулканического разлома (см. рис. 34). Современный эрозионный срез на данном участке вскрыл только вершину палеовулкана. Вся же остальная часть сооружения перекрыта слабо проницаемыми кремнистыми сланцами и эффузивами основного состава, обладающими низкими значениями Кпк.

Описываемая структура на заключительных стадиях раннедевонского этапа формировалась при устойчивом палеотектоническом режиме. Наибольшие сжимающие усилия действовали в вертикальном направлении, а растягивающие — в горизонтальном, разноориентированном. В это время образовались рондаек липарит-дацитовых порфиров, жильные рудные тела и зоны прожилково-вкрапленной и штокверковой сульфидной минерализации. Учитывая масштабы сооружения, интенсивность гидротермально-метасоматической переработки пород, комплекс структурно-петрофизических и магматических предпосылок, есть все основания ожидать значительные скопления медноколчеданных руд на глубине. Вполне вероятно, что здесь мы будем иметь многоярусное ритмичное расположение рудных тел в широком диапазоне глубин (300—2500 м).

Западно-Блявинский рудоносный блок. Характеризуется развитием интрузий, в том числе рудоносного раннедевонского габбро-диоритового комплекса. С породами этого комплекса тесно ассоциирует слабо изученное медносульфидное оруденение прожилково-вкрапленного типа, которое представлено Цессовским, Крыклинским, Заводским, Усергановским и другими рудопроявлениями (Старостин, 1968₃). Среди них наиболее перспективным на обнаружение промышленных руд является участок Цессовского рудопроявления. Здесь в кровле

интрузива залегает толща диабазов с варнолитовыми структурами, обладающая очень низкими ($-0,5 \div -1$) величинами Кпк и в связи с этим являющаяся экраном для рудоносных растворов. Кроме того, широко распространены породы с сульфидной минерализацией. Изучение их показало, что: 1) оптимальная для рудоотложения эффективная пористость составляла 2,5—3,0%; 2) по упругим и прочностным свойствам благоприятными для формирования рудолокализирующих структур (зон микрогрещиноватости) являлись пропилитизированные диориты; 3) неизменные и ороговикованные вулканогенные и интрузивные породы служили экранами для рудоносных растворов (они малопористые и имеют в 1,5—2 раза большую упругость и прочность, чем рудовмещающие пропилитизированные диориты). В связи со значительным развитием на этой территории рудоносных интрузий и сульфидной минерализации, а также наличием благоприятных структурно-петрофизических условий для локализации руд можно ожидать обнаружение промышленного оруденения среднего масштаба на глубинах 300—600 м.

Ракитянский рудоносный блок. Этот блок совпадает с северным центриклинальным замыканием Блявинской синклинали. В его пределах известно несколько мелких рудопроявлений. Почти полное отсутствие на площади блока субвулканических образований раннедевонского липаритового комплекса, околорудных изменений, структурно-литологических экранов, крупных палеовулканических сооружений определяют неперспективность этого блока на медное оруденение

ЛЕНИНОГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

В Лениногорском районе выделяется область растяжения, приуроченная к центральной части Синюшинского антиклинория, и примыкающие к ней с северо-востока и юго-запада области сжатия, расположенные в пределах Кедровско-Бутачинской, Белоубинской и Успенско-Карелинской структурно-фациальных зон. С областью растяжения ассоциирует Лениногорское рудное поле, а с областями сжатия — Тишинское, Старковское, Шубинское, Гусляковское и др. Рассмотрим кратко некоторые из результатов исследований, проводившихся нами в данном районе с целью выявления структурно-петрофизических предпосылок колчеданно-полиметаллического оруденения для рудных полей, формировавшихся в разных геотектонических условиях (Яковлев и др., 1975; Авдонин и др., 1975; Сандомирский, Старостин, 1975).

Лениногорское рудное поле. Несмотря на высокую степень изученности рудное поле и в настоящее время является потенциально весьма перспективным на колчеданное оруденение. Выявленные здесь месторождения и отдельные залежи в основной массе располагаются в верхнем, приповерхностном структурном

горизонте. Более глубоко залегающие руды, приуроченные ко второму горизонту, слабо разведаны и только частично вовлечены в сферу эксплуатации на Риддер-Сокольном месторождении. В связи с этим определенные перспективы приобретает вся площадь рудного поля. Верхние границы первого и второго структурных горизонтов приурочены соответственно к кровле и подошве крюковской свиты. Поэтому следует уделить внимание южному флангу рудного поля, где эта свита залегает ближе к поверхности, чем в центральных частях синклинали. Названная территория слабо разведана; здесь пройдены только единичные картировочные скважины. Поиски вулканогенно-осадочных руд целесообразно проводить в пределах синвулканической мульды между Быструшинской и Риддерской брахиантиклиналями. На этом участке крюковская свита сложена алевrolитами и по ряду скважин в ней установлена полиметаллическая минерализация. Анизотропия упругих свойств в слоистых вулканогенно-осадочных рудах 2-й Риддерской залежи показывает, что поступление рудного материала происходило со стороны Риддерской брахиантиклинали в юго-западном направлении. Перспективен также юго-восточный фланг (Юго-Восточная брахисинклиналь), характеризующийся сходным геологическим строением.

Основным объектом эксплуатации на рудном поле являются жильные руды. Выявленная вертикальная и горизонтальная зональность и приуроченность рудных жил к центральным частям антиклинальных брахиформных структур, характеризовавшихся максимальными растягивающими усилиями, действовавшими в горизонтальной плоскости при их образовании, позволяют рекомендовать доразведку глубоких горизонтов этих брахиантиклиналей. Следует отнести к перспективным северный фланг рудного поля, перекрытый пострудным Северным надвигом, где предполагается наличие рудных жил северо-западного простирания. Здесь под надвигом оказались северные крылья Риддерской и Крюковской брахиантиклиналей.

Тишинское рудное поле. Расположено поле в центральной части Кедровско-Бутачихинской рудоносной зоны. Детальное изучение внутреннего строения зоны позволило установить ряд особенностей, которые необходимо учитывать при проведении поисково-разведочных работ. В настоящее время можно считать окончательно установленным тот факт, что Кедровско-Бутачихинская зона имеет блоковое строение. Впервые расчленение ее на блоки было произведено В. В. Поповым (1968) и Б. В. Маньковым (1969), которые выделили три блока: Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный. Новые данные позволили в значительной мере уточнить и детализировать эти представления.

В настоящее время в пределах зоны намечено пять структурно-фациальных блоков — Таловский, Черемшанский,

Острушинский, Центральный (Тишинский) и Юго-Восточный (Кедровский), различающихся рядом существенных особенностей в геологическом строении и истории развития. Площадь собственно Тишинского рудного поля соответствует Центральному структурно-фациальному блоку, однако прогнозными работами была охвачена значительно бóльшая территория, включающая почти полностью Острушинский и Юго-Восточный блоки. Границами блоков являются длительно развивавшиеся субмеридиональные разломы. На рудном поле месторождения и рудопроявления располагаются в пределах успенской свиты. С известной долей условности в качестве наиболее перспективных можно выделить два уровня: сокольную подсвиту, особенно ее контакт с ильинской свитой, и верхнюю часть успенской свиты вблизи контакта с шипуновской свитой. Именно в этих частях разреза сосредоточены основные залежи руд, известные в настоящее время.

В большей мере, чем стратиграфический контроль, на рудном поле проявлен литологический контроль, особенно для большинства месторождений и рудопроявлений гидротермально-метасоматического генезиса. Вопрос о роли литологического состава пород в размещении оруденения непосредственно связан с изучением физико-механических свойств вмещающих пород. Исходя из полученных данных, нами среди разнообразных по составу, структурным и фациальным особенностям и степени изменения образований выделено шесть петрофизических групп пород, игравших разную роль в процессах формирования рудных залежей. К первой группе отнесены интрузивные, субвулканические и лавовые образования кислого состава, ко второй — те же породы среднего и основного состава, третья группа объединяет туфы и лавобрекчии, туффиты кислого, среднего, основного и смешанного состава, четвертая — осадочные и вулканомиктовые породы, к пятой и шестой отнесены метасоматические образования. Анализ данных по пространственному соотношению петрофизических групп пород и рудной минерализации показал, что, как правило, рудные объекты приурочены к их границам. Благоприятными для локализации гидротермального эпигенетического оруденения являлись породы третьей группы и частично метасоматиты (серицитолиты, хлоритолиты) пятой группы. Другие породы часто играли роль структурно-литологических экранов. В связи с этим на карте геологических предпосылок и признаков выделяются обобщенные петрофизические группы пород, благоприятных для формирования рудных залежей разного генетического типа.

Вулканогенно-осадочные руды образовывались в периоды относительного «покоя» в вулканической деятельности, когда формировались осадочные и вулканогенно-осадочные породы с низкими значениями Кпк ($-0,8$) и отчетливой седиментационной анизотропией упругих свойств. Для палеотектониче-

ского режима в эти периоды была характерна горизонтальная ориентировка как сжимающих, так и растягивающих усилий и сдвиговые перемещения структурных блоков по субширотным и северо-западным крутопадающим разломам.

Наиболее перспективными на обнаружение вулканогенно-осадочных руд являются верхи ильинской, низы успенской (сокольная подсвета) и низы шипуновской свит. Поиски руд следует сосредоточить в участках, приближенных к захороненным вулканическим сооружениям, или в конседиментационных прогибах между ними. Надежный поисковый признак — наличие кислых лав в подрудном горизонте.

Полиметаллическое оруденение гидротермально-метасоматического типа, вероятно, парагенетически связано с субвулканическими телами поздней группы — позднедевонского возраста. Об этом свидетельствует постоянное присутствие на рудных полях многочисленных девонских субвулканических тел, которые некоторые исследователи относят к раннекаменноугольным порфировым интрузиям. Наличие пучков, узлов и поясов субвулканических липаритовых порфиров является надежным поисковым признаком. Этот признак давно подмечен геологами Рудного Алтая и других колчеданоносных провинций и широко используется при поисковых и разведочных работах.

Полиметаллическое оруденение сложного генезиса образовалось в результате пространственного совмещения вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических руд. При рассмотрении вопросов взаимосвязи тектоники и оруденения особое внимание уделялось расшифровке древних девонских вулканических структур, поскольку сочетание их с разломами различного генезиса определяет пространственное размещение месторождений.

Палеотектонический анализ позволил выявить на территории зоны реликты сильно деформированных вулканических сооружений (Познопаловское, Сигнальное, Козлушинское, Острушинское), которые представляют собой относительно обособленные части единого Бутачихинского вулкана. Первые два вулканических сооружения сформировались на осадочных отложениях кряковской свиты в результате вулканической деятельности двух обособленных магматических центров: кислого (Познопаловское сооружение) и основного (Сигнальное сооружение). Они сложены вулканогенными образованиями эйфельского базальт-липаритового комплекса, в стратиграфическом разрезе соответствующего ильинской свите. Козлушинское и Острушинское вулканические сооружения относятся к следующему этапу вулканической деятельности, сформировавшей липаритовый позднеэйфельско-живетский комплекс, соответствующий в разрезе успенской свите и низам шипуновской.

Геологическое и тектонофизическое изучение палеовулканов позволило выявить сложное многоэтапное их формирование

(Яковлев, Старостин, 1972). Выделяются синвулканические и поствулканические этапы.

Сформированные в синвулканические этапы структурные элементы, являющиеся частями описанных вулканотектонических структур, определили пути движения гидротермальных растворов и условия локализации рудных тел. Все известные месторождения в пределах рудного поля располагаются закономерно по отношению к палеовулканическим сооружениям и по их структурной позиции разделяются на три типа: залегающие внутри вулканических построек, вблизи контакта построек с перекрывающими осадочными породами и в толщах переслаивания, захороняющих палеовулканические сооружения. Таким образом, структурно-петрофизическими предпосылками поисков промышленного оруденения в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны являются следующие: 1) вулканотектонические структуры; 2) конседиментационные разломы субмеридионального и субширотного простирания; 3) контакты субвулканических тел и лавовых потоков с осадочными и осадочно-пирокластическими породами; 4) участки пород, обладающие оптимальной эффективной пористостью (2,5—3%), повышенными параметрами насыщения ($A=1-1,6\%$; $B=0,2-0,3$); 5) палеотектонические поля напряжений, при которых максимальные растягивающие усилия ориентируются либо вертикально, либо под крутым углом к напластованию перекрывающих палеовулканы толщ.

Выявленные закономерности локализации руд на изученной площади, обусловленные особенностями литолого-стратиграфического разреза, историей формирования тектонических структур, магматическими предпосылками, свидетельствуют о наличии в пределах рудного поля двух линейно вытянутых зон, являющихся наиболее благоприятными для локализации колчеданно-полиметаллических руд.

Первая зона охватывает верхнюю часть ильинской свиты и нижеуспенскую подсвиту и протягивается в субширотном направлении в пределах Центрального блока. К этой полосе приурочена основная рудовмещающая зона. Перспективность этой полосы обусловлена в первую очередь наличием пород, благоприятных для рудолокализации (пачки переслаивания осадочных, вулканогенных и вулканомиктовых пород), приуроченностью их к сводовой и склоновым частям Познопаповского вулканического сооружения, которое они перекрывают. Кроме того, полоса развития пород нижеуспенской (сокольной) подсвиты перспективна для поисков руд вулканогенно-осадочного генезиса.

Вторая зона соответствует площади развития пород верхнеуспенской подсвиты и нижних частей шипуновской свиты. Эта полоса протягивается через всю изученную площадь. Здесь возможна локализация оруденения в двух позициях. Гидротер-

мально-метасоматические залежи могут быть приурочены к вулканогенным породам (пачкам переслаивания лав и туфов липаритового и липарит-дацитового состава) или к области контакта этих пород с перекрывающими осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями. В осадочных толщах шипуновской свиты, перекрывающей вулканогенную часть разреза вблизи контакта с вулканогенными породами успенской свиты или с такими же породами, принадлежащими самой шипуновской свите, могут встретиться залежи руд вулканогенно-осадочного генезиса.

Наличие этих двух зон в пределах Тишинского рудного поля не исключает возможности поисков руд и на других участках, располагающихся вне этих зон, в частности на площади развития пород нижних частей ильинской и крюковской свит.

Шубинское и Гусялковское колчеданно-полиметаллические месторождения. Как было показано нами ранее, процессы поствулканического и пострудного динамометаморфизма нивелируют первичные различия в значениях физико-механических свойств. В связи с этим в целом происходит усреднение этих характеристик для всего рудного поля. Однако детальные исследования в масштабе 1 : 2000—1 : 10 000 показали, что процесс нивелирования протекал неоднородно в породах с различными физико-механическими свойствами. Это привело к тому, что даже в сильно динамометаморфизованных толщах изолинии Кпк часто оконтуривают участки и зоны, имевшие первично различную петрофизическую характеристику. Примером могут служить геологические разрезы через рудные зоны Шубинского и Гусялковского колчеданно-полиметаллических месторождений. Оба месторождения приурочены к Листвяжной вулканотектонической депрессии, расположенной в пределах Белоубинско-Маймырского геосинклинального прогиба (Яковлев, Микунов, 1976). Проведенные А. П. Трофимовым петрофизические исследования показали, что средние значения Кпк для обоих месторождений близки и составляют $-0,1-0,0$. На фоне в целом однородной по физико-механическим свойствам среды со значениями Кпк меньше нуля контрастно выделяется узкая рудная зона, оконтуриваемая нулевой изолинией. Все известные на месторождениях рудные залежи и минерализованные участки попадают в эту зону. Здесь повсеместно отмечаются повышенные, положительные значения комплексного петрофизического коэффициента. Таким образом, в условиях интенсивно деформированных Шубинского и Гусялковского месторождений участки и зоны со значениями Кпк $0,2-1,5$, особенно их границы, являются перспективными для поисков колчеданно-полиметаллических руд.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей предназначен для изучения палеотектонических деформаций, реконструкции полей напряжений на последовательных этапах развития геологической структуры и выявления роли физико-механических свойств горных пород в формировании полигенных и полихронных рудных залежей. Он базируется на определении и сравнении абсолютных значений и объемной анизотропии упругих свойств (скоростей ультразвуковых волн, коэффициента Пуассона, модулей Юнга, сдвига и др.), пористости (эффективной, общей, дифференцированной), параметров насыщения, твердости и прочности минералов, горных пород и руд и используется в комплексе с детальным геологическим картированием, тектонофизическими и микроструктурными исследованиями.

Изучение физических и механических свойств основных типов пород, вмещающих колчеданные рудные месторождения, позволило установить, что: а) горные породы и руды обладают анизотропией упругих свойств, происхождение которой связано с условиями их формирования, последующими изменениями и существующими в настоящее время полями напряжений. На этом основании выделяются три класса анизотропии: петроструктурная, деформационная и обусловленная современным напряженным состоянием; б) абсолютные значения физико-механических свойств рудовмещающих образований зависят от петрографического состава, фаций вулканизма, степени и характера гидротермально-метасоматических преобразований. Помимо отличий субвулканических пород ($P_a = 1,2 - 2,3\%$, $E = 6 - 8 \cdot 10^5$ кгс/см²) от эффузивных ($P_a = 2,6 - 4,5\%$, $E = 4,5 - 6,0 \cdot 10^5$ кгс/см²), выделяются магматические и гидротермальные образования, формировавшиеся при различных всесторонних и односторонних давлениях. Породы и руды зон более высоких давлений по сравнению с зонами низких давлений характеризуются повышенными значениями коэффициентов деформационной анизотропии и комплексного петрофизического, упругости и плотности и более низкими величинами пористости и параметров насыщения.

Структурно-петрофизический анализ колчеданно-полиметаллических рудных полей палеовулканических провинций показал, что по геодинамическому режиму они разделяются на два основных типа, формировавшихся в областях: 1) растяжения, 2) сжатия; каждый из них представлен несколькими подтипами.

В областях растяжения выделяется два подтипа: рудные поля, образовавшиеся при деформации поперечного изгиба и при деформации горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении. Первые приурочены к вулканогенным

геоантиклиналям, ассоциируют со слабо дифференцированными петрофизическими рядами пород и развивались унаследованно как структуры поперечного изгиба (Ленинское рудное поле), а вторые расположены в вулканических трогах, сложены сильно дифференцированными рядами пород и являются структурами проседания (Блявинское рудное поле).

Для обоих подтипов характерны: 1) палеотектонические поля напряжений с вертикально направленными сжимающими усилиями и горизонтальными — растягивающими; 2) широкое распространение систем даек и рудных жил; 3) четкая вертикальная структурная зональность; 4) отсутствие протяженных и мощных зон предрудного и сорудного дробления и расланцевания; 5) петроструктурный тип анизотропии физико-механических свойств; 6) резкое преобладание лавовых, экструзивных и субвулканических фаций вулканизма над пирокластическими; 7) большее распространение эпигенетических гидротермальных руд по сравнению с вулканогенно-осадочными.

В областях сжатия все разнообразие структур связано с деформацией сдвига. Выделяются рудные поля горизонтального поперечного сжатия (Тишинское рудное поле) и продольно-зонального сдвига (Николаевское рудное поле). Для первого подтипа наряду с горизонтальной и вертикальной сдвиговой составляющей характерно развитие деформации продольного изгиба и формирование структур нагнетания. Рудные поля зон сдвигов характеризуются: 1) умеренной дифференциацией петрофизических рядов пород; 2) широким распространением складок продольного сжатия с вертикальным положением шарниров; 3) унаследованным развитием сдвиговых перемещений от зарождения в синвулканические этапы до движений в поствулканическое время; 4) преимущественно горизонтальным положением минимальных и максимальных главных нормальных напряжений; 5) широким распространением линейных, согласных с генеральным простираем, структур, зон расланцевания и дробления; 6) подчиненным развитием даек и рудных жил; 7) четко выраженной анизотропией упругих свойств субвулканических образований, которые по петрофизическим характеристикам относятся к типу пород, формировавшихся в обстановке повышенного давления; 8) преобладанием вулканогенно-осадочного рудообразования.

В зависимости от палеотектонической обстановки и петрофизических типов пород формируются рудные тела различного генетического типа.

Вулканогенно-осадочное рудообразование активно протекало в периоды, когда сжимающие и растягивающие усилия действовали в горизонтальной плоскости, существовало дополнительное латеральное сжатие и рудовмещающие породы характеризовались низкими значениями пористости, проницаемости и высокими величинами упругости, твердости и прочности.

Эпигенетическое гидротермальное рудообразование происходило в условиях устойчивого горизонтального растяжения и вертикально направленного сжатия. При этом в малопористых упругих и хрупких породах формировались жильные рудные тела, а в пористых и малопрочных образовывались вкрапленные и сплошные рудные залежи.

Неоднократно меняющиеся во времени структурные и петрофизические условия приводили к образованию в пределах одних и тех же рудных полей руд различного генетического типа. Тем самым подтверждаются идеи В. И. Смирнова (1970) о полигенности и длительности формирования колчеданных залежей в палеовулканических областях.

Рудовмещающие образования и руды в поствулканические этапы были динамометаморфизованы. Установлено, что повышение степени метаморфизма приводит к нивелированию различий в физико-механических свойствах горных пород, повышению абсолютных значений упругих характеристик, плотности и понижению пористости. В колчеданных рудах, залегающих в слабо метаморфизованных толщах, преобразованных до фации зеленых сланцев, а также расположенных среди пород эпидот-амфиболитовой фации, закономерно возрастают скорости ультразвуковых волн (соответственно $V_p=6,6-6,9-7,3$ км/с, $V_s=3,8-4,0-4,3$ км/с), модули Юнга ($15,0-19,2-21,8 \times 10^5$ кгс/см²) и сдвига ($6,4-7,3-9,0 \cdot 10^5$ кгс/см²).

Структурно-петрофизические исследования особенно важны при детальных прогнозно-металлогенических работах, так как получение новых дополнительных характеристик рудовмещающих пород и выявление типа рудных полей позволяет: 1) выделять структурные парагенезисы, соответствующие различным этапам и стадиям формирования рудоносных структур, 2) прогнозировать основные элементы структуры по простиранию и на глубину, 3) ввести количественные параметры для оценки перспектив рудоносности пород, слагающих рудные поля, 4) намечать участки, перспективные для обнаружения руд различного генетического типа. Эти исследования дополняют необходимый комплекс работ, обычно проводимых при составлении металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях.

Структурно-петрофизические предпосылки колчеданно-полиметаллического оруденения в значительной мере определяются геотектоническим режимом и петрофизическими условиями, при которых формировались рудные поля. В областях растяжения такими предпосылками будут: 1) синвулканические системы разломов (осепродольные и диагональные сбросы); 2) гетерогенный состав рудовмещающих образований; 3) вертикальная структурная зональность (сверху вниз): а) полости отслаивания, складки продольного изгиба, локальные взбросы и надвиги, б) крутопадающие системы трещин скола, в) короткие верти-

кальные сколы и зоны дробления; 4) вертикальная зональность оруденения: а) вулканогенно-осадочные залежи, б) залежи сплошных руд в полостях отслаивания, в) рудные жилы, прожилково-вкрапленное оруденение; 5) брахиформные синвулканические антиклинали, формировавшиеся при круто ориентированных сжимающих усилиях и горизонтальных — растягивающих.

В областях сжатия предпосылки следующие: 1) синвулканические протяженные, узкие зоны с ортогональной системой оперяющих разломов; 2) палеовулканические сооружения и прилегающие к ним синвулканические мульды; 3) петрофизические группы пород, благоприятные для локализации руд: эпигенетических ($K_{пк}=0,5-1,8$) и сингенетических ($K_{пк}=0,0$); 4) вулканотектонические структуры, формировавшиеся в синвулканические этапы при вертикально ориентированных растягивающих и горизонтальных, разнонаправленных сжимающих усилиях; 5) участки и зоны с повышенными (больше $0,0-0,5$) значениями $K_{пк}$.

По результатам исследований на прогнозно-металлогенических картах и схемах рудных районов намечаются участки и зоны, перспективные на поиски колчеданно-полиметаллических месторождений, и дается их прогнозная оценка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В. В., Кропачев С. М., Старостин В. И. Характеристика карт и схем, предшествующих составлению прогнозно-металлогенических карт.— В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт. М., «Недра», 1973, с. 180—188.

Авдонин В. В., Сандомирский С. А., Яковлев Г. Ф. О возрасте и генетических чертах липаритовых порфиров Ленинского рудного поля.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 7, с. 45—52.

Авдонин В. В., Старостин В. И. Изменение физических и механических свойств пород при формировании полигенных колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1970, № 3, с. 37—43.

Авдонин В. В., Старостин В. И., Гончарова Т. Я. Методические основы прогнозирования на Тишинском рудном поле.— «Труды ЦНИГРИ», 1975, вып. 118, с. 34—41.

Авчан Г. М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1972. 144 с.

Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия.— «Бюлл. МОИП», 1952, вып. 3, с. 27—47.

Алерс Дж. Использование измерений скорости звука для определения температуры Дебая в твердых телах.— В кн.: Физическая акустика, т. 3, ч. Б. М., «Мир», 1969, с. 13—61.

Андерсон О. Определение и некоторые применения изотропных упругих постоянных поликристаллических систем, полученных из данных для монокристаллов.— В кн.: Физическая акустика, т. 3, ч. Б. М., «Мир», 1968, с. 62—121.

Андерсон О., Либерман Р. Скорости звука в горных породах и минералах: экспериментальные методы, экстраполяция к очень высоким давлениям и результаты.— В кн.: Физическая акустика, т. 4, ч. Б. М., «Мир», 1970, с. 382—433.

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А., Наумов В. А. Геологическое строение, минералогические особенности руд и генезис Николаевского месторождения (Рудный Алтай).— В кн.: Геология. вып. 11. Алма-Ата, 1976, с. 50—73.

Багдасаров Ш. Б., Богуславский М. Е., Корнеев А. И. Упругие свойства исландского шпата.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1968, № 11, с. 39—43.

Бартенев Г. М. О временной и температурной зависимости прочности твердых тел.— «Изв. АН СССР. Отд. техн. наук», 1955, № 9, с. 53—64.

Бартенев Г. М. Сверхпрочные и высокопрочные неорганические стекла. М., Стройиздат, 1974. 240 с.

Барышев А. Н. Изменение плана деформации в процессе формирования структуры Худесского рудного поля (Северный Кавказ).— «Труды ЦНИГРИ», 1963, вып. 55, с. 27—39.

Баюк Е. И., Воларович М. П., Скворцова Л. С. Скорость упругих волн при высоких давлениях в изверженных и метаморфических породах различных регионов.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 127—137.

Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства порообразующих минералов и горных пород. (С приложением таблиц упругих констант главнейших типов горных пород). М., «Наука», 1970. 276 с.

Бергман Л. Ультразвук и его применение в науке и технике. М., Изд-во инстр. лит., 1956. 726 с.

Берзон И. С. Высокочастотная сейсмика. М., Изд-во АН СССР, 1957. 304 с.

Биндеман Н. Н. Типы рудных районов Рудного Алтая и их металлогенические особенности.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 11, с. 57—62.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 1, с. 161—164.

Варганян С. У. Роль физико-механических свойств пород в локализации слепых рудных тел и обоснование их поисков (на примере колчеданных месторождений Северной Армении).—*Изв. вузов. Геология и разведка*, 1961, № 12, с. 75—85.

Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. М., «Недра», 1965. 134 с.

Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом.—*Изв. АН КазССР. Сер. геол.*, 1953, вып. 17, с. 105—116.

Вержбицкий Л. П. О методике и точности определения скорости продольных волн в горных породах ультразвуковым способом.—*Вестн. МГУ. Сер. геол.*, 1964, № 1, с. 43—52.

Воларович М. П. Исследование физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.—*«Геофизический сборник»*, 1964, № 9, с. 84—88. Киев, «Наукова думка».

Воларович М. П., Баяк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1975. 132 с.

Воларович М. П., Левыкин А. И., Элевич В. Я. Тектоническая обстановка серпентинизации гипербазитов Воронежского кристаллического массива по данным изучения скоростей упругих волн в образцах пород при давлениях до 25 килобар.—*Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1972, № 12, с. 42—51.

Воронцов Н. И. Изменения в сульфидных рудах при осевых сжатиях в различной термодинамической обстановке.—*Труды Алтайск. горно-металлург. науч.-исслед. ин-та АН КазССР*, 1963, т. 16. Алма-Ата, с. 108—116.

Воронцов Н. И., Воронцова М. К. Об эффузивно-осадочной природе Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая.—*Труды СНИИГГИМС*, 1964, вып. 35, с. 134—155.

Галин Л. А. Контактные задачи теории упругости. М.—Л., ОНТИ, 1953. 264 с.

Гармаш А. А., Попов В. В., Яковлев Г. Ф. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.—*Труды ЦНИГРИ*, 1967, вып. 75, с. 64—88.

Герман А. К., Русакова Л. Д. Медноколчеданное месторождение Блява на Южном Урале.— В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. Ю. Урала, вып. 3. М., 1962, с. 180—187.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджанского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, Ч. I и II, 1959. 256 с. Ч. III и IV, 1963. 544 с.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975. 536 с.

Голубев В. С., Шарапов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования. М., «Недра», 1974. 279 с.

Гончарова Т. Я. О колчеданосных вулканогенных формациях.—*Вестн. МГУ. Сер. геол.*, 1976, № 4, с. 25—34.

Гончарова Т. Я., Авдонин В. В. К вопросу о возрасте метаморфической свиты Кедровско-Бутачихинской зоны на Рудном Алтае.—*Докл. АН СССР*, 1973, т. 208, № 1, с. 166—170.

Горжевский Д. И. Сравнительная характеристика свинцово-цинковых месторождений Сихотэ-Алиня и других районов СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10. М., «Наука», 1973, с. 259—265.

Горжевский Д. И., Микунов М. Ф., Филатов Е. И. О металлогеническом значении срединных массивов (на примере свинцово-цинковых месторождений).— В кн.: Геотектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976, с. 109—116.

Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела.—*Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*, 1972, № 1, с. 3—35.

Григорян С. В., Зубов М. А., Розанов Ю. А. О влиянии физико-механических свойств горных пород на формирование первичных геохимических ореолов.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 118—126.

Грищенко М. В. Подпрограмма. Редактирование.— В кн.: Преобразование и обработка информации. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 84—96.

Гущенко О. И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизических интерпретаций при реконструкции палеонапряжений.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 210, № 2, с. 331—335.

Делицин Н. С., Пархоменко Э. И., Силаева О. И. Связь структуры вещества с упругими и пьезоэлектрическими свойствами на примере изучения образца кварцевых тектонитов.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968, с. 169—173.

Демин Ю. И., Красс М. С., Яковлев Г. Ф. Исследование динамики становления магматических тел в рудных районах методом объемного моделирования на ЭВМ.— «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1976, № 1, с. 3—19.

Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1968. 358 с. Авт.: Л. А. Шрейнер, Б. В. Байдюк, Н. Н. Павлова и др.

Дмитриев А. П., Кузьев Л. С. Физические свойства горных пород при высоких температурах. М., «Недра», 1969. 160 с.

Дороговин Б. А., Шатагин Н. Н., Старостин В. И. Зависимость упругих свойств кварца от давления при его образовании.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3, с. 669—672.

Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. Система минералогии (минералы кремнезема). Т. 3. М., «Мир», 1966. 430 с.

Ермолаев К. Ф. О морфологии и условиях образования рудных тел Лениногорского месторождения.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 179—213.

Ермолаев К. Ф. Лениногорское рудное поле — результат проявления сложной термогидроколлонны.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 252—261.

Жариков В. А., Алехин Ю. В., Рыскова В. Т. Некоторые физико-химические закономерности фильтрации растворов через горные породы.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 7—25.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале.— «Изв. АН СССР», 1943, № 7, с. 8—13.

Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале.— М., Изд-во АН СССР, 1946. 84 с. (ГИН АН СССР. Труды. Вып. 71. Сер. петрогр., № 24).

Залесский Б. В. Пористость как одно из важнейших физических свойств горных пород.— В кн.: Материалы II петрогр. совещ. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958, с. 184—186.

Занемонец В. Б., Михайлов В. О., Мясников В. П. Механическая модель образования глыбовой складчатости.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1976, № 10, с. 13—22.

Звягинцев Л. И. Влияние условий формирования на физико-механические свойства гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 5, с. 18—28.

Звягинцев Л. И., Короткова О. Н. Исследование упругих свойств горных пород с целью анализа геологических структур.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 74—86.

Звягинцев Л. И., Левушкин Л. Н., Короткова О. Н. Природа анизотропии упругих свойств мономинеральных карбонатных пород.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 71—79.

Звягинцев Л. И., Томашевская И. С., Хамидуллин Я. И. Образование трещинных структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 3, с. 83—94.

Золотухин В. В., Ушаков Г. Д., Рябов В. В. О механической активности сульфидного материала в сплошных норильских рудах.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 5, с. 1117—1120.

Зубков В. А. Субвулканические породы Тишинского рудного поля (Рудный Алтай).—«Вест. МГУ. сер. геол.», 1972, № 2, с. 109—112.

Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 248 с.

Иванкин П. Ф., Любецкий В. Н. Геотектоническое положение и глубинное строение Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным.—В кн.: Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения. М., «Недра», 1972, с. 37—66.

Иванов С. Н., Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями.—В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 213—219.

Казаков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. М., «Наука», 1967. 108 с.

Казанский В. И. Условия возникновения анизотропии горных пород в разломах кристаллического фундамента.—В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 59—74.

Канехира К., Тацуми Т. Обзор пластовых медноколчеданных месторождений Японии.—В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 53—73.

Кац М. Я., Симанович И. М. Кварц кристаллических горных пород. М., «Наука», 1974. 187 с.

Клосс Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд.—В кн.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 96—157.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с.

Койфман М. И., Квашина О. И. Определение хрупко-пластических свойств горных пород методом повторных микроударов.—В кн.: Механические свойства горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 145—154.

Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М., «Наука», 1973. 223 с. Авт.: П. Ф. Солко, М. И. Исмагилов, И. Б. Серавкин и др.

Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Старостин В. И. Физические свойства метаморфизованных серноколчеданных руд Карелии.—«Сов. геология», 1971, № 6, с. 124—130.

Королев А. В., Тулегенов Г. Пористость горных пород как фактор рудоотложения.—«Геология рудных месторождений», 1960, № 6, с. 73—80.

Королев В. А. Зависимость структур рудных полей и месторождений от сочетания вмещающих толщ.—В кн.: Роль физико-механических свойств пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 139—145.

Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений.—В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 9—22.

Кравченко Г. Г. Влияние физико-механических свойств пород на локализацию руд Канского полиметаллического месторождения.—Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 3, с. 917—921.

Кривцов А. И. Палеовулканизм и колчеданные месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дис. М., МГУ, 1975. 51 с.

Кропачев С. М. Палеозойские формации Юго-Западного Алтая.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 38—52.

Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, «Наука», 1975. 341 с.

Курек Н. Н., Буров П. П. Риддерская группа полиметаллических месторождений.—В кн.: Большой Алтай. М., Изд-во АН СССР, 1934, с. 118—127.

Лаверов Н. П., Барсуков В. Л. Влияние физико-механических свойств пород на рудообразование в депрессиях вулканического происхождения.—В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 86—95.

Ладыгин В. М., Старостин В. И., Спиридонов Э. М. О физико-механических свойствах полевых шпатов.— «Вестн. МГУ», 1972, № 5, с. 60—72.

Левыкин А. И., Парфенов В. Д. Пластические деформации и скорости продольных волн в барите при высоких давлениях.— «Изв. АН СССР. Сер., геол.», 1974, № 1, с. 116—121.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965. 124 с.

Лурье А. И. Теория упругости. М., «Наука», 1970. 939 с.

Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Моделирование кольцевых структур.— В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 129—138.

Ляховицкий Ф. М., Невский М. В. Анализ и интерпретация годографов отраженных волн в случае поперечно-изотропных сред. М., Изд. ВИЭМС, 1972. 42 с.

Манев Д., Манева Б. Върху някои физични свойства на метаморфните скали от Маданското рудно поле и тяхната роля за локализацията на оловно-цинковато орудяване. Болгария.— «Изв. на геол. ин-т», 1971, кн. XIX—XX, с. 127—145. София.

Манева Б., Манев Д. Механични свойства на метаморфните скали от Маданското рудно поле. Болгария.— «Изв. на геол. ин-т», 1973, кн. XXII, с. 169—184. София.

Маньков Б. В. Структурные особенности Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1969, № 9, с. 66—72.

Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962. 458 с.

Методы исследования физико-механических свойств горных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 3—56. Авт.: Б. П. Беликов, Б. В. Залесский, Ю. А. Розанов и др.

Моделирование геологических структур и некоторые вопросы палеовулканологии.— В кн.: Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 92—151. Авт.: И. В. Лучицкий, Г. М. Бондаренко, Г. Д. Ушаков и др.

Мотт Б. В. Испытание на твердость микродавлением. М., Metallurgizdat. 1960. 338 с.

Мурадов З. М. Физико-механические свойства вмещающих пород рудопроявления Хандиза и их роль в локализации оруденения.— «Узбекский геол. журнал», 1969, № 1, с. 23—29.

Мухелишвили Н. И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М., «Наука», 1966. 707 с.

Най Дж. Физические свойства кристаллов. М., «Мир», 1967. 385 с.

Наумов В. А. Структурные условия локализации оруденения на Николаевском колчеданно-полиметаллическом месторождении.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 5, с. 205—207.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 262 с.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966. 306 с.

Ноздрев В. Ф., Федорищенко Н. В. Молекулярная акустика. М., «Высшая школа», 1974. 288 с.

Озерская М. Л. Графо-аналитический метод исследования распределения физических свойств осадочных пород с глубиной залегания.— «Сов. геология», 1967, № 3, с. 98—107.

Олейник Ю. Ф., Дурнев Г. С. Некоторые структурно-геологические особенности Габриэлевского медноколчеданного месторождения на Рудном Алтае.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 93—99.

Определение свойств горных пород. Под ред. Л. И. Барон. М., Госгортехиздат, 1962. 332 с.

Осипов М. А. Интрузивные породы Ленингорского района на Рудном Алтае. М., Изд-во АН СССР, 1962. 183 с.

Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., «Недра», 1973. 256 с.

Парфенов В. Д. О возможности использования микроструктурного анализа баритовых тектонитов для реконструкции палеонапряженного состояния в горных породах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 1, с. 122—129.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970. 215 с.

Пилипенко В. Н. Рудный Алтай.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и В. Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 167—217.

Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольского месторождения.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 3, с. 64—75.

Поль Б. Макроскопические критерии пластического течения и хрупкого разрушения.— В кн.: Разрушение, т. 2. М., «Мир», 1975, с. 336—521.

Полянский Е. В., Старостин В. И. Структуры локализации руд Бом-Горхонского вольфрамового месторождения.— «Вестн. МГУ», 1976, № 4, с. 78—87.

Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. Алма-Ата, 1968. 173 с.

Попов В. В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай).— «Сов. геология», 1973, № 10, с. 6—19.

Попов П., Стоянов С. О вторичном структурообразовании в связи со сдвиговыми движениями.— «Изв. на геол. ин-т». 1969, кн. XVIII, с. 5—18. София.

Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения (на примере Рудного Алтая). М., «Недра», 1972. 256 с. Авт.: Н. Л. Бубличенко, Ю. Ю. Воробьев, П. Ф. Иванкин и др.

Природа Уральской геосинклинали.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1181.

Протождяконов М. М. Метод определения прочности горных пород на одноосное сжатие.— В кн.: Механические свойства горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—15.

Рибиндер П. А., Щукин Е. Д. Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения.— «Успехи физических наук», 1972, т. 108, вып. 1, с. 3—42.

Резанов И. А., Галдин Н. Е. О геологическом значении анизотропии сейсмических скоростей в земной коре.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 10—17.

Ржевский В. В., Рогожников В. И., Ямщиков В. С. Влияние растягивающих напряжений на скорости распространения продольных и поперечных волн в горных породах.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 2, с. 334—337.

Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. ГОНТИ, 1939. 134 с.

Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения.— «Геология рудных месторождений», 1961, № 2, с. 57—66.

Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в формировании структур месторождений и локализации оруденения.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968, с. 220—226.

Розанов Ю. А. Роль физико-механических свойств горных пород в процессах петро- и рудогенеза.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 25—36.

Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Сергеева Н. Е. Колчеданное рудообразование в нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Карелии.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 5, с. 56—66.

Ручкин Г. В., Демин Ю. И. Некоторые вопросы генезиса медноколчеданных месторождений Блявинского рудного поля.— «Сов. геология», 1969, № 1, с. 45—61.

- Рыбаков С. И.* Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 4, с. 87—93.
- Сандомирский С. А.* Особенности послерудных деформаций на Лениногорском рудном поле.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 6, с. 1399—1402.
- Сандомирский С. А., Ашкиназе С. И., Старостин В. И.* Формирование трещинных рудоносных структур в складках поперечного изгиба.— «Геология рудных месторождений», 1978, № 1, с. 5—16.
- Сандомирский С. А., Старостин В. И.* Рудоносные структуры Риддер-Сокольного полиметаллического месторождения.— «Геология рудных месторождений», 1975, № 2, с. 3—15.
- Сандомирский С. А., Шатагин Н. Н.* Расчет на ЭВМ параметров пористости и насыщения горных пород.— «Вестн. МГУ», 1974, № 6, с. 42—48.
- Сандомирский С. А., Шатагин Н. Н., Старостин В. И.* Комплекс программ для обработки на ЭВМ данных полевых и лабораторных структурных наблюдений. ОФАП АСУ «Геология», 1976. 106 с. (ВИЭМС).
- Свойства горных пород и методы их определения.* М., «Недра», 1969. 392 с. Авт.: Е. И. Ильницкая, Р. И. Тедер, Е. С. Ватолли и др.
- Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород.* М., «Недра», 1969. 239 с. Авт.: А. И. Савич, В. И. Коптев, В. Н. Никитин, В. Г. Ященко.
- Силаева О. И.* Исследования с помощью ультразвука скоростей распространения упругих волн и упругих параметров в образцах горных пород при одностороннем давлении. М., Изд-во АН СССР, 1962. 111 с. (Ин-т физики Земли АН СССР. Труды. № 27).
- Силаева О. И., Делицин И. С.* Скорость продольных волн в кристалле искусственного кварца.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1970, № 2, с. 78—81.
- Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 212 с.
- Смелов А. А.* Петрофизические исследования в рудных районах Казахстана. Автореф. докт. дис. Л., Горный ин-т, 1974. 48 с.
- Смирнов В. И.* Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 3, с. 15—27.
- Смирнов В. И.* Порядок эндогенной рудной зональности.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, Изд. Чехословацкой АН, 1963, с. 62—69.
- Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 3—16.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976. 688 с.
- Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И.* Колчеданные руды и месторождения Японии.— «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 17—31.
- Ставрогин А. Н., Георгиевский В. С.* Деформация и проницаемость горных пород при сложных напряженных состояниях.— В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 189—196.
- Старостин В. И.* Влияние физико-механических свойств горных пород Блявинского рудного поля на локализацию медноколчеданного оруденения.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 4, с. 45—56.
- Старостин В. И.* Применение ультразвука при изучении пород и руд эндогенных месторождений.— В кн.: II совещание по новым методам исследования минералов и горных пород. Тезисы докл. Изд. МОИП, 1967, с. 31—32.
- Старостин В. И.* Физико-механические свойства горных пород Яман-Кансинского месторождения и их роль в локализации колчеданного оруденения.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968, с. 234—244.

Старостин В. И. Исследование физико-механических свойств вулканогенных пород.— В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968₂, с. 241—254.

Старостин В. И. Новый тип медного оруденения на Южном Урале.— «Докл. АН СССР», 1968₃, т. 181, № 5, с. 1242—1244.

Старостин В. И. Медные месторождения Бор и Майданпек в Югославии.— «Вестн. МГУ», 1969, № 3, с. 24—37.

Старостин В. И. Структура порового пространства и динамика насыщения рудоносных пород колчеданных и полиметаллических месторождений.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 126—138.

Старостин В. И. Рудно-петрофизические исследования.— В кн.: Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., «Недра», 1973, с. 120—141.

Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ горных пород и руд.— «Геология рудных месторождений», 1973₃, № 5, с. 19—31.

Старостин В. И. Методика структурно-петрофизического анализа горных пород и руд.— В кн.: Новые методы исследования минералов и горных пород. Изд-во МГУ, 1973₄, с. 82—83.

Старостин В. И. Методы определения физико-механических свойств пород и руд при рудно-петрофизических исследованиях. Раздел IV.— В кн.: Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. Изд-во МГУ, 1975, с. 165—248.

Старостин В. И. Структурно-петрофизические типы рудных полей колчеданных месторождений.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 227, № 1, с. 196—199.

Старостин В. И., Демин Ю. И. О графиках насыщения рудовмещающих горных пород.— «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 102—106.

Старостин В. И., Зарайский Г. П. Физико-механические свойства колчеданосных вулканогенных пород.— «Сов. геология», 1967, № 6, с. 68—84.

Старостин В. И., Конкин В. Д., Плотников А. З. Новый тип медного оруденения на Южном Урале.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области, вып. 3. Челябинск, Южно-Уральское книжн. изд-во, 1972, с. 168—190.

Старостин В. И., Сандомирский С. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-петрофизический анализ Лениногорского рудного поля.— В кн.: Всесоюзный семинар по эксперименту и моделированию. Тезисы докл. Новосибирск, 1973, с. 116—129.

Старостин В. И., Сандомирский С. А., Яковлев Г. Ф. Структурно-петрофизический анализ Лениногорского рудного поля.— «Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1976, вып. 293, с. 116—129.

Стаховская З. И. Изменение упругих параметров горных пород в зависимости от трехосного напряженного состояния. М., «Наука», 1966. 204 с. (Ин-т физики Земли АН СССР. Труды. № 37).

Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964. 595 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова и др.

Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. М., «Наука», 1975. 225 с. Авт.: П. Ф. Сопко, А. С. Бобохов, И. С. Серавкин и др.

Структурные условия рудообразования как один из факторов, определяющих генетические особенности рудных месторождений.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., «Наука», 1974, с. 5—18. Авт.: Л. И. Лукин, И. З. Корин, Г. Г. Кравченко и др.

Такеда Х. Структурные исследования стратиформных колчеданных месторождений в рудных районах Сиратаки и Садзаре на острове Сикоку.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 73—84.

Тархов А. Г. О статистической обработке результатов массовых определений физических свойств образцов горных пород.— «Прикладная геофизика», 1958, вып. 20, с. 259—268.

Тащкина М. В., Чепрасов Б. Д. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1955, вып. 21, с. 14—29.

Тектоно-вулканические структуры на Тишинском рудном поле (Рудный Алтай).—Сов. геология, 1973, № 7, с. 43—57. Авт.: В. И. Старостин, Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин и др.

Тектонофизика и механические свойства горных пород. Сб. статей. М., «Наука», 1971. 195 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.

Тернер Ф., Григгс Д., Хэд Х. Эксперименты по деформации кристаллов кальцита.— В кн.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 164—218.

Тодоров Т. Ролята на физико-механичните свойства на скалите за локализацията на флюоритовата минерализация при с. Михалково.— «Списание на Българското геологическо дружество», 1975, кн. 1, с. 1—14. София.

Токовенко В. С. Реконструкция тектонического поля напряжений Горловской антиклинали (Донбасс).— «Геол. журнал АН УССР», 1967, т. 27, вып. 3, с. 112—119.

Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения (на примере Украинского шита и некоторых других регионов). Киев, «Наукова думка», 1967. 278 с.

Требухин В. С., Пэк А. А. Фильтрационные свойства пород Гайского рудного поля и их роль в локализации колчеданного оруденения.— «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 99, с. 91—110.

Турчанинов И. А. Экспериментальное определение полного тензора напряжений в массиве горных пород. Апатиты, 1973. 64 с.

Ушаков Г. Д., Громин В. И. Исследование деформационных свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 109—121.

Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях. М., «Наука», 1974. 223 с. Авт.: М. П. Воларович, Е. И. Байюк, А. И. Левыкин, И. С. Томашевская.

Физические свойства горных пород золоторудных полей и их роль в локализации оруденения.— В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., «Наука», 1973, с. 46—52. Авт.: Г. П. Воларович, Н. А. Розанова, Е. В. Кузьмичева и др.

Хисамутдинов М. Г. Особенности геологического строения и металлогения территории полиметаллической зоны Алтая.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1964, с. 127—161. (ВСЕГЕИ. Труды. Нов. сер. Т. 111).

Хисамутдинов М. Г. Геологические формации и металлогения полиметаллического пояса Алтая. Автореф. докт. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1972. 62 с.

Хисамутдинов М. Г. Магматические формации вторичных геосинклиналей и связанные с ними полиметаллические месторождения.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1974, с. 310—312.

Чепрасов Б. Л. О мелких купольных структурах Сокольного месторождения (Рудный Алтай).— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1963, вып. 2(53), с. 55—69.

Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения.— «Геология рудных месторождений», 1972, № 6, с. 30—46.

Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Изюмский С. И. Послерудные диабазовые дайки Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай).— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1969, вып. 5, сер. 2, ч. 98, с. 539—551.

Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М., «Наука», 1974. 263 с.

Чернышев В. Ф. Исследование РТ-условий формирования рудоконтролирующих нарушений скарновых месторождений с помощью микроструктурного анализа мраморизованных известняков.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 3, с. 51—64.

Шадлун Т. Н. О колломорфных структурах руд месторождения Яман-Касы на Южном Урале.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1942, вып. 3—4, с. 151—160.

Шатагин Н. Н., Сандомирский С. А. Построение круговых диаграмм ориентировок на ЭВМ.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 9, с. 97—104.

Шейдеггер А. Э. Физика течения через пористые среды. М., Гостоптехиздат, 1960. 249 с.

Ши Чжунь-ли. Конгломераты в девонских отложениях Сокольного полиметаллического месторождения на Алтае и их значение для определения возраста руд.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 8, с. 74—85.

Шубников А. В. Кварц и его применение. М., Изд-во АН СССР, 1940. 194 с.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—178.

Щерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Сов. геология», 1974, № 9, с. 25—40.

Щерба Г. Н., Паталаха Е. И. Изменение формы рудных тел в зонах смятия.— «Сов. геология», 1966, № 7, с. 66—81.

Яковлев Г. Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 159—189.

Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1972, № 2, с. 73—85.

Яковлев Г. Ф. Рудоносные вулканогенные структуры эвгеосинклиналей.— «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1976, № 6, с. 3—27.

Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Гончарова Т. Я. Тектоно-магматическое развитие и колчеданное оруденение Южного Урала в палеозое.— «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1966, № 4, с. 3—23.

Яковлев Г. Ф., Зарайский Г. П., Старостин В. И. Субвулканические тела Блявинского района и медноколчеданное оруденение.— «Сов. геология», 1965, № 4, с. 3—18.

Яковлев Г. Ф., Кропачев С. М., Старостин В. И. Детальный структурно-формационный и металлогенический анализ—основа прогнозирования медных месторождений в Блявинском рудном районе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области, вып. 3. Челябинск, Южно-Уральское кн. изд-во, 1972, с. 125—141.

Яковлев Г. Ф., Микунов М. Ф. Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая в связи с его структурно-формационно-фациальными особенностями.— «Геология рудных месторождений», 1976, № 3, с. 45—57.

Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Изучение синвулканических структур колчеданных полей Южного Урала.— В кн.: Вопросы методики изучения областей древнего вулканизма, т. 1. Свердловск, 1968, с. 104—131.

Яковлев Г. Ф., Старостин В. И. Тектонофизический анализ рудных полей колчеданных месторождений. М., «Наука», 1972, с. 137—149. (Докл. сов. геол. на XXIV сес. МГК).

Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Геология рудных месторождений», 1975, № 3, с. 66—78.

Atkinson B. K. Experimental Deformation of Polycrystalline Pyrite, Effects of Temperature Confining Pressure Strain Rate and Porosity.— «Econ. Geol.», 1975, vol. 70, p. 473—487.

Ave'Lallemant H. C., Carter N. L. Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations.— «Amer. J. Sci.», 1973, vol. 270, p. 218—235.

Babuška V. Elastic anisotropy of igneous and metamorphic rocks.— «Studia geoph. et geod.», 1968, N 12, p. 291—303.

Brace W. F. Some new measurements of linear compressibility of rocks.— «J. Geophys. Res.», 1965, vol. 70, p. 391—398.

Brace W. F., Silver E., Hadley K. Cracks and pores: a closer look.—“Sci.”, 1972, vol. 178, p. 162—164.

Carter N. L. Steady State Flow of Rocks.—“Rev. geophys. a. space physics”, 1976, vol. 14, N 3, p. 301—360.

Carter N. L., Christie I. M., Griggs D. T. Experimental deformation and recrystallization of quartz.—“J. Geol.”, 1964, vol. 72, p. 687—733.

Carter N. L., Friedman M. Dynamic analysis of deformed quartz and calcite.—“Amer. J. Sci.”, 1965, vol. 263, p. 747—785.

Carter N. L., Raleigh C. B. Principal stress directions from plastic flow in crystals.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1969, vol. 80, p. 1231—1264.

Caye R., Pierrot R., Ragot I. P., Prevosteau J. M. Méthodes de visualisation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope.—“Bull. Soc. fr. Mineral. et Cristallogr.”, 1970, vol. 93, p. 88—92.

Chinnery M. A. Secondary faulting. I. Theoretical aspects.—“Canad. J. Earth. Sci.”, 1966₁, N 2, p. 323—338.

Chinnery M. A. Secondary faulting. II. Geological aspects.—“Canad. J. Earth. Sci.”, 1966₂, N 3, p. 522—541.

Christensen N. I. Compressional Wave Velocities in Metamorphic Rocks at Pressures to 10 kilobars.—“J. Geophys. Res.”, 1965, N 70, p. 6147—6158.

Christensen N. I. Fabric, seismic anisotropy, and tectonic history of the Twin Sisters dunite.—“Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1971₁, N 82, p. 1681—1694.

Christensen N. I. Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars.—“J. Geophys. Res.”, 1971₂, N 17, p. 4003—4015.

Denis A., Estéoule J., Guyader J., Tourenq C. Relations entre les caractères structuraux et la vitesse de propagation des ondes longitudinales dans les roches anisotropes.—“C. r. Acad. Sci.”, 1976, t. 280, Sér. D, N 18, p. 2061—2064, Paris.

Etienne J., Le Fournier J. Applications des résines synthétiques, pour l'étude des propriétés—réservoir des roches en lames minces. Revue.—“J.F.P.”, 1967, N 4, p. 46—52.

Etudes expérimentales sur la microfissuration des roches et sur les possibilités de migration des ions par effet thermogravitationnel. Application à la métallogénie. Toulouse, France, 1971, 40 p. Aut.: J. L. Dandurand, J. P. Fortune, R. Perami e. a.

Farnell G. W. Elastic waves in trigonal crystals.—“Canad. J. Physics”, 1961, vol. 39, N 1.

Goni J., Ragot J. P., Sima A. Méthodes d'étude du champ microfissural des minéraux et des roches et possibilités d'application en géologie.—“Bull. BRGM”, 1968, Ser. 2, N 4, p. 24—29.

Hansen E. C., Born I. Y. The dynamic significance of deformation lamellae in quartz of a calcite—cemented sandstone.—“Amer. J. Sci.”, 1962, vol. 260, p. 321—336.

Heard H. C., Carter N. L. Experimentally induced natural intragranular flow in quartz and quartzites.—“Amer. J. Sci.”, 1968, vol. 266, p. 1—42.

Janković S. Metallogenic provinces of Yugoslavia in time and space.—In: Metallogeny and Concepts of the geotectonic development of Yugoslavia, Belgrade, 1974, p. 37—65.

Kelly W. C., Clark B. R. Sulfide Deformation Studies: III Experimental Deformation of chalcopyrite to 2000 Bars and 500°C.—“Econ. Geol.”, 1975, vol. 70, p. 431—453.

Kisaburo K., Susumy H., Kiyoshi J. Числовой анализ сбросообразования в течение блоковой деформации (на япон. яз.)—“Geol. Survey Jap.”, 1976, vol. 27, N 3, p. 123—134.

Knopoff L. On Rayleigh wave velocities.—“Bull. seismolog. sci. Amer.”, 1952, vol. 42, N 4, p. 1112—1113.

Koide H., Bhattacharji S. Formation of Fractures Around Magmatic Intrusions and Their Role in Ore Localization.—“Econ. Geol.”, 1975, vol. 70, p. 781—799.

Moore J. McM. A Mechanical Interpretation of the vein and Dyke Systems of the S. W. England Orefield.—“Mineral. Deposita”, 1975, N 10, p. 374—388. Berlin.

Moore J. McM., Shanti A. M. The use of stress trajectory analysis in the elucidation of part of the Najd Fault System, Saudi Arabia.—“Proc. Geol. Ass. Lond.”, 1973, vol. 84, p. 383—403.

Ode'By Helmer. Mechanical analysis of dike pattern of the Spanish peaks area, Colorado.—“Bull. Geol. Soc. America”, 1957, vol. 68, N 5, p. 567—576.

Ohle E. L. The Influence of Permeability on Ore Distribution in Limestone and Dolomite.—“Econ. Geol.”, 1951, N 7, 8.

Perami R., Thenoz B. Perméabilité et porosité des roches.—“Rev. ingr. minerale”, 1968, N spec., p. 77—82, France.

Peter A., Ragot I. P., Sima A. Analyse du spectre de porosité de différentes roches exploitées en carrière.—“Bull. BRGM”, 1970, Ser. 2, p. 116—119.

Pros Z., Babuška V. A Method for Investigating the Elastic Anisotropy on Spherical Rock Samples.—“Z. Geophys.”, 1967, Bd. 33, p. 289—298.

Pros Z., Babuška V. An Apparatus for Investigating the Elastic Anisotropy on Spherical Rock Samples.—“Studia geoph. et geod.”, 1968, vol. 192, N 12, p. 192—203.

Resultats experimentaux sur les relations entre la microfissuration et la vitesse de propagation des ultra-sons dans les granites du Sidobre (Tarn).—“Sciences de la Terre”, 1964, t. 9, N 4, p. 439—448. Nancy. Aut.: M. Aveline, A. Baudran, P. Habib e. a.

Roubault M., Roche H., Godard A., Marchal P. Une méthode simple d'étude de la porosité des roches cristallines.—“Rev. Geograph. Est.”, 1961, N 3, p. 78—82.

Sander B. Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper. Vienne, “Springer”, 1950. 306 S.

Serra J., Kolomenski E. N. La Quantification en pétrologie.—“Bull. Assoc. geol. ingén.”, 1975, N 13, p. 83—87.

Spencer A. B., Glabaugh P. S. Computer program for fabric diagrams.—“Amer. J. Sci.”, 1967, vol. 265, p. 1—49.

Stauffer M. R. An Empirical Statistical Study of Three—Dimensional Fabric Diagrams as Used in Structural Analysis.—“Canad. J. Earth Sci.”, 1966, N 3, p. 473—491.

Tullis J., Christie J. M., Griggs D. T. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1973, vol. 84, p. 834—856.

Walsh J. B. The effects of cracks on the compressibility of rock.—“J. Geophys. Res.”, 1965, vol. 70, p. 381—389.

Worner J. Fortran IV programm for construction of P_i diagrams with Univac 1108 computer. Computer contribution, 33, St. Geol. survey. The University of Kansas Lawrence, 1969. 93 p.

Yokoyama I. A model of the crystal deformations around volcanoes.—“J. Physics Earth”, 1971, vol. 91, p. 199—207.

Zagar L. Ueber die Texturanalyse von feuerfesten Baustoffen.—“Silicates Industriels”, 1959, N 24, p. 1—7.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Алгоритм поворота диаграммы 62
— Уорнера 61
Анализ палеовулканический 3, 143
— структурно-петрофизический 3, 79, 209
— тектонофизический 3, 142
Анизотропия деформационная 22, 27
— напряженного состояния 22, 27
— петроструктурная 22
— упругих свойств 6, 19, 22, 192
— физико-механических свойств 29
- Блок рудоносный 213
— структурно-фациальный 142, 217
— структурный 151, 172
Брекчи лавовые 138
— тектонические 106, 138
— взрывчатые 138
- Вес удельный 44
Вулканические аппараты 81, 125, 158
— постройки 86, 126
— сооружения 81, 86, 143, 163, 219
- Геоантиклиналь вулканогенная 82
Гистограмма 184
Дограф 36
Горизонт структурный 217
— экранирующий 116
- Дайки 96, 169
Датчик кварцевый 36
— керамический 39
— сегнетовый 35
Депрессия вулкано-тектоническая 120, 162, 221
Деформация пластическая 28, 58, 71, 181
— упругая 58
Диаграмма микроструктурная 34, 163
— разностная 20, 42
— трещиноватости 20
— структурно-петрофизическая 34, 70, 78
Дилатометр 49
Динамика насыщения 45, 53, 182
- Жила кварцевая 101, 106, 151
— кварц-карбонатная 101, 151
— медно-цинковая 111
— полиметаллическая 111
— рудная 93, 112, 209
— сульфидная 174
- Зеркало скольжения 184
Зона дробления 119
— расщепления 119, 152
— рудоносная 213, 217
- Извилистость пор 48
Индикатриса скоростей упругих волн 7, 16, 37, 191
Исследования лабораторные 34
— микроструктурные 200
— петрофизические 3, 221
— полевые 31
— структурно-петрофизические 200
— тектонофизические 3, 200
- Компаратор вертикальный 38
— горизонтальный 38
Контроль оруденения литологический 218
— петрофизический 114, 173
— стратиграфический 218
— тектонофизический 211
Коэффициент анизотропии 12, 14, 30
— дифференцированной пористости 182
— комплексный петрофизический 63, 183, 221
— корреляции 65, 183
— Пуассона 28, 36
— теплопроводности 11, 14
— уплотнения 56
Кривые насыщения 53
— уплотнения 56
— кумулятивные 65
Купола вулканические 163
— кварц-баритовые 105
- Ламеллы деформационные 75, 184
- Метод порометрии адсорбции и десорбции 48, 52
— водно-воздушный 48, 49
— морфометрический 48
— ртутный 48
Методы статические 34
— динамические 34
— импульсные ультразвуковые 34
Моделирование математическое 199
— физическое 200
Модуль объемного сжатия 36
— сдвига 36
— Юнга 36
Морфология пор 45
- Надвиг 101, 214
- Области поперечного изгибания 91
— поперечного сжатия 139
— продольнозонального сдвига 160
— растяжения 89, 120
— сжатия 89
Образцы ориентированные 33, 38, 41, 43
Оси напряжений 74
— оптические 29, 31, 75, 164
— структурных координат 30
- Параметры насыщения 60
Период полунасыщения 54
Петрофизические группы пород 32, 118, 129
— ряды пород 81, 121
— типы разрезов 92
Петрофизические типы пород сильно дифференцированные 81
— слабо дифференцированные 81
— умеренно дифференцированные 81
Плотность 43
Поля напряжений палеотектонические 74, 78, 80, 212
— современные 74
Пористость дифференцированная 45, 182
— закрытая 49
— общая 45
— проникаемая 49
— эффективная непроницаемая 49
Породы деформированные 68, 77
— недеформированные 76

Поры призматические 45
— трубчатые 45
— шаровые 45
— щелевые 26, 45
Постоянная насыщения 54
Проницаемость 50, 55
Прочность 11, 58
Пункты структурно-петрофизических наблюдений 33
Пьезоэлектрические излучатели 39
— приемники 39

Разломы глубинные 82, 170
— конседиментационные 103, 151
— пострудные 185
— синвулканические 210
Распределения логнормальные 63
— нормальные 63
Рассланцевание 29
Режим геодинамический 107
— палеотектонический 95, 110, 219
Рудные поля интенсивно деформированные 182
— слабо деформированные 181
— средние деформированные 181
Рудообразование гидротермально-метасоматическое 179
— вулканогенно-осадочное 178
Руды метаморфогенные 195
— слабо метаморфизованные 186
— средние и сильно метаморфизованные 188

Сбросы 137
Свойства прочностные 58
— теплофизические 13
— упругие 34
— физико-механические 11, 33, 108, 156, 167, 193
Сдвиги 95, 139, 161, 172
Системы даек 33
— жил 33, 106
— поровые 41
— разломов 95, 173
— сопряженных нарушений 33
— трещины 20, 95, 173
Складки брахантиклинальные 98
— брахисинклиналильные 100
— волочения 161
— излома 190
— изоклинальные 182
— продольного изгиба 129, 211

Скорость насыщения конечная 55
— начальная 55
Скорости упругих волн поверхностных 36
— — — поперечных 36
— — — продольных 36
Стадии гидротермальные 107
— дайковые 107
— поздневулканические 80, 93, 105
— прототектонические 107
— ранневулканические 80, 103
— расланцевания 152
Структурно-петрофизические предпосылки 210, 212
— типы 80, 89
— условия 176
Структуры антиклинальные 98
— метаморфические 23, 24
— прототектонические 23
— рудных полей 97, 121
— рудоносные 201, 206, 211
— седиментационные 23, 24
— синвулканические 81
— синклиналильные 100
— тектоно-вулканические 3, 154, 181

Твердость по Бринеллю 57
— по Шору 56
Тектониты 22, 29, 30, 74, 164
Тела рудные 158, 171, 179
— субвулканические поздние 85, 96, 145
— — — ранние 84, 96, 145
Трещины оперяющие 122, 161
— отрыва 95, 116, 161
— скола 93, 95, 116, 161
— сопряженные 107, 113

Ультразвуковое прозвучивание 35
— профилирование 35, 37
Условно-мгновенное насыщение 53

Экран литологический 137
— структурно-литологический 119, 136, 139
Этап догидротермальный 117
— поздней трещиноватости 80, 107
— поствулканический 80, 152
— предмедноколчеданный 119
— предполиметаллический 119
— синвулканический 80, 93, 102, 148, 161
— сининтрузивный 95, 107, 171
Эффективный радиус пор 48, 52

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Часть I.	
СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД	
Глава 1. Теоретические основы анализа	5
Глава 2. Полевые исследования	31
Глава 3. Лабораторные исследования	34
Глава 4. Обработка результатов полевых и лабораторных наблюдений на ЭВМ	59
Глава 5. Интерпретация данных полевых и лабораторных исследований	63
Часть II.	
СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ В ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ	
Глава 1. Общая характеристика	80
Глава 2. Рудные поля областей поперечного изгибания (подтип Ia) Ленингорское рудное поле Ащебутакское рудное поле	91 95 116
Глава 3. Рудные поля областей горизонтального растяжения при про- дольнозональном укорочении (подтип Ib) Блявинское рудное поле	120 122
Глава 4. Рудные поля зон горизонтального поперечного сжатия при продольнозональном удлинении (подтип IIa) Тишинское рудное поле	139 141
Глава 5. Рудные поля областей продольнозонального сдвига (под- тип IIб) Николаевское рудное поле	160 162
Часть III.	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
Глава 1. Структурно-петрофизические условия формирования руд раз- личного генетического типа	176
Глава 2. Петрофизические условия формирования тектоно-вулканиче- ских структур	181
Глава 3. Изменение физико-механических свойств руд при метамор- физме	184
Глава 4. Математическое моделирование рудоносных структур	199
Глава 5. Структурно-петрофизический анализ при прогнозно-металло- генических исследованиях	20
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	22
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	22
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	24

1 руб.

285

НЕДРА