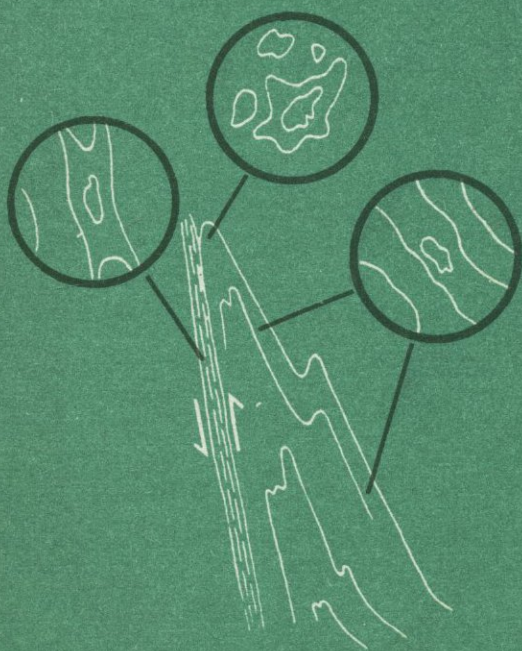


В.И.СТАРОСТИН

---

# ГЕОДИНАМИКА И ПЕТРОФИЗИКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ





Старостин В.И. Геодинамика и петрофизика рудных полей и месторождений. М., Недра 1984, 205 с.

Рассмотрена роль физических и механических свойств среды в формировании медно-порфировых, колчеданных, пегматитовых и других типов месторождений. Приведена геодинамическая классификация месторождений полезных ископаемых, базирующаяся на структурных парагенезисах, ведущих механизмах деформирования, термодинамических параметрах массопереноса, палеотектонических полях напряжений и этапах формирования рудоносных структур. Выделены и охарактеризованы геодинамические и петрофизические барьеры рудоотложения. Показана зависимость пространственного положения месторождений от различных сочетаний физико-механических свойств вмещающих пород и ориентировок сжимающих и растягивающих усилий в локальных полях напряжений. Описаны геодинамические и петрофизические предпосылки оруденения для месторождений различных генетических типов.

Для геологов научных и производственных организаций, занимающихся геологией рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых.

Табл. 10, ил. 57, список лит. — 50 назв.

Рецензент — канд. геол.-минер. наук *Е.П. Малиновский* (ИГЕМ)

## ВВЕДЕНИЕ

Развитие горнодобывающей промышленности и постоянная потребность в расширении минерально-сырьевой базы привели к интенсификации геологоразведочных и научно-исследовательских работ. Так как в настоящее время фонд близповерхностных месторождений почти исчерпан, поиски ведутся на значительных глубинах. Получаемый при этом фактический материал часто приводит к существенному пересмотру прежних научных концепций и появлению новых.

В последние годы установлена важная, часто решающая роль влияния геодинамических и петрофизических условий на локализацию оруденения и формирование структур рудных полей и месторождений. Структурно-петрофизические исследования при изучении месторождений полезных ископаемых позволяют установить роль влияния палеотектонических полей напряжения и физико-механических свойств пород на локализацию руд в процессе развития рудоносных структур.

Палеотектонические поля напряжений восстанавливаются с помощью тектоно-, петрофизических, микро- и геолого-структурных методов. Разнообразие методов позволяет проводить взаимоконтроль и повышает объективность и информативность исследований. Гетерогенность проявления деформационных процессов в пространстве и во времени дает возможность выделять палеотектонические поля разного возраста, сочетание которых со структурными парагенезисами определяет деформационные механизмы, существовавшие на различных этапах формирования рудовмещающих структур.

Физические и механические свойства пород исследуются с учетом их эволюции, обусловленной процессами, которые изучаются такими науками, как физика горных пород, петрология и седиментология. Получаемые данные помогают решению трех основных задач: 1) выделению образований, благоприятных для рудозамещения, которые могут служить экранами для рудоносных потоков; 2) реконструкции палеотектонических полей напряжений по петрофизическим характеристикам; 3) изучению различных геолого-генетических и геохимических процессов. В последнем случае знание физико-механических свойств служит источником дополнительной информации о палеопроцессах.

С помощью физических и механических свойств осуществляется фациальное расчленение магматических комплексов и вводятся новые числовые параметры, позволяющие оценивать структурную равновесность рудовмещающих метаморфических комплексов. Основываясь на закономерностях изменения физико-механических свойств пород под влиянием различных гидротермально-метасоматических процессов, можно оценить их роль в образовании рудоносных структур.

Детальное геолого-структурное картирование представляет собой методическую основу для структурно-петрофизических исследований при изучении структур рудных полей и месторождений. Опыт комплексного изучения рудных объектов различных генетических типов и масштабов

позволил установить следующее: в большинстве случаев рудные объекты относятся к полигенным и полихронным образованиям; существует тесная взаимосвязь между эндогенными геохимическими ореолами и физико-механическими свойствами пород; рудоотложение контролировалось геодинамическими и петрофизическими барьерами [36]. В зависимости от характера задач, стоящих перед исследователями, различают комплексный структурно-петрофизический анализ рудных полей и месторождений, тематические специальные исследования и поисково-разведочную (структурную) петрофизику.

Комплексный структурно-петрофизический анализ дает возможность решать следующие основные вопросы: выявление генетических типов руд и их взаимосвязи с вмещающими породами, установление современного облика структуры рудного поля или месторождения, а также геодинамических режимов, приведших к ее образованию; оценка роли дорудных, синрудных и пострудных гидротермально-метасоматических и метаморфических процессов в отложении и переотложении рудного вещества; исследование связи оруденения с магматическими комплексами; проведение структурно-петрофизического контроля оруденения.

Тематические специальные исследования направлены на решение частных вопросов геологии месторождений полезных ископаемых. Например, к ним относятся установление механизма формирования рудоконтролирующего разлома, выявление роли гравитационной дифференциации в образовании "слоистых" рудоносных интрузивов, разделение близких по составу фаций магматических пород и др.

Поисково-разведочные структурные петрофизические исследования проводятся в двух направлениях. Первое представляет собой важный аспект прогнозно-металлогенических исследований. В его задачу входит определение геодинамических и петрофизических предпосылок оруденения в пределах рудоносных зон или участков. На месторождениях используется второе направление структурной петрофизики. Его цель — прогноз оруденения на флангах и на глубину. Оно проводится на базе детального картирования горных выработок и буровых скважин, а также в комплексе с другими геологическими и структурными методами.

В книге излагается накопленный за последние годы новый фактический материал, который дал возможность развить существующие представления и высказать новые взгляды на геолого-генетическую природу различных месторождений полезных ископаемых — от низкотемпературных гидротермальных до высокотемпературных, являющихся продуктами метаморфогенных процессов. Основное внимание уделено описанию физической сущности петрофизических характеристик и интерпретации получаемой геодинамической и структурно-петрофизической информации.

## РУДНОПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Роль физических и механических свойств в формировании месторождений полезных ископаемых многоплановая. Прежде всего горные породы — это та среда, где протекают процессы рудообразования. Отложение рудного вещества, его ремобилизация и переотложение тесно связаны с петрофизическими характеристиками пород. Кроме того, физические и механические свойства пород и руд — важный источник информации о геолого-генетических и термодинамических условиях образования и преобразования промышленных скоплений минерального сырья.

Среди большого разнообразия свойств пород и руд, влияющих на процессы рудообразования, можно условно выделить три основные группы: петроплотностную, фильтрационно-пористостную и упруго-прочностную. Не останавливаясь на общеизвестных сведениях, рассмотрим только те особенности физической сущности этих свойств и новые, малоизвестные способы получения дополнительных параметров, которые помогают изучению геологии месторождений полезных ископаемых и выявлению факторов, контролирующих локализацию руд.

### ПЕТРОПЛОТНОСТНАЯ ГРУППА СВОЙСТВ

Плотностью называется отношение массы вещества (твердой, жидкой и газообразной фаз) к занимаемому объему. Для того чтобы иметь представление о физической сущности этого параметра, рассмотрим последовательно его поведение в химических элементах, минералах и горных породах.

Атомы всех элементов состоят из ядер и электронов и крайне неоднородны по плотности. Основная часть их массы (99,96 %) сосредоточена в ядрах, хотя радиусы последних в  $10^4 - 10^5$  раз меньше всего атома [41]. Ядра в каждом атоме разные, а электроны — одинаковые, характеризующиеся равными массами, зарядами и спинами. Чтобы описать поведение электрона в атоме, необходимо знать значения четырех квантовых чисел:  $n$ ,  $l$ ,  $m_l$ ,  $m_s$ . Главное квантовое число —  $n$  включает только круговые орбиты и определяет почти полностью общую энергию электронного состояния (1, 2, 3, 4, 5, 6... или  $K, L, M, N, O, P$ ). Орбитальное квантовое число  $l$ , устанавливающее число подоболочек и учитывающее эллиптичность орбит (значения от 0 до  $n - 1$ ;  $l = 0, 1, 2, 3, 4, 5$  или  $s, p, d, f, g, h$ ). Магнитные квантовые числа ( $m_l$ ,  $m_s$ ) связаны только с ориентировкой осей орбитального и спинового вращения относительно выбранного направления. Чаще таким направлением является положение внешнего магнитного поля, поэтому эти числа и называются магнитным орбитальным квантовым числом ( $m_l$ ) и магнитным спиновым квантовым числом ( $m_s$ ).

[24]. Спиновое квантовое число, или спин ( $s$ ), — мера механического момента, вызванного собственным (вокруг своей оси) вращением электрона ( $\mp 1/2$ ).

В каждом периоде (ряду) периодической системы элементов Д.И. Менделеева располагаются элементы, имеющие одинаковые главные квантовые числа. Для них характерны возрастание плотности и уменьшение атомного радиуса в первой половине ряда, понижение плотности и увеличение атомного радиуса во второй половине ряда. Максимальная плотность элементов к каждому ряду увеличивается от периода к периоду по мере повышения атомной массы.

Плотность элементов, определяющаяся размером атомов и массой их ядер, существенно зависит от строения электронной оболочки. Для элементов типа  $sp$ , к которому относится большинство петрогенных элементов (калий, натрий, кальций, магний, алюминий), входящих в состав породообразующих минералов, наиболее существенно на плотность влияет изменение атомного радиуса, т.е. объема атомов. Плотность элементов типа  $d$ , входящих в состав сульфидных, многих окисных рудных минералов и самородных металлов (титан, ванадий, цинк, хром, железо, никель, кобальт, медь, серебро), зависит преимущественно от массы ядер атомов.

Плотность минералов определяется массой составляющих их элементов и строением электронных оболочек атомов, обуславливающих кристаллохимические особенности структур — формы кристаллической связи, строение и форму кристаллов. Породообразующие минералы имеют чаще всего ионную или ковалентную форму кристаллической связи и характеризуются колебаниями плотности от 2,2 до 3,5 г/см<sup>3</sup>. Средняя атомная масса большинства из них (полевого шпата, кварца и плагиоклаза) остается постоянной или незначительно повышается в пироксене и форстерите. В связи с этим любое изменение плотности (повышение или понижение) вызвано изменениями в упаковке атомов в кристаллической решетке, т.е. преобразованиями в структуре минералов.

Увеличению плотности упаковки атомов в кристаллах соответствуют возрастание координационных чисел минералов и изменение их структур. Примером могут служить силикаты, которые по плотности разделяются на три группы. К первой группе относятся каркасные соединения тетраэдров  $SiO_2$  с низкой плотностью (калиевые полевые шпаты имеют  $\rho = 2,55 - 2,56$  г/см<sup>3</sup>; кварц 2,65 г/см<sup>3</sup>; плагиоклазы 2,61—2,76 г/см<sup>3</sup>). Вторую группу слагают цепочечные соединения, имеющие более высокую плотность (пироксены 3,18—3,34 г/см<sup>3</sup>), а третью составляют наиболее плотные островные образования (оливин 3,22—4,32 г/см<sup>3</sup>).

Существенные изменения плотности происходят при изоморфизме и полиморфизме. В группе плагиоклазов плотность возрастает от альбита (2,61 г/см<sup>3</sup>) до анортита (2,76 г/см<sup>3</sup>), что вызвано заменой натрия (ат. масса 23) на кальций (ат. масса 40). В ряду оливинов плотность меняется от форстерита (3,22 г/см<sup>3</sup>) к фаялиту (4,32 г/см<sup>3</sup>), поскольку атомная

масса у железа выше, чем у магния. В полевых шпатах при образовании микроклина по альбиту происходит замещение натрия калием. Разуплотнение в этом случае связано с большим радиусом у калия по сравнению с натрием (соответственно 23,5 и 18,9 нм). Подобные изоморфные замещения, приводящие к изменению плотности, характерны для групп гранатов, шпинели и др. При чисто структурных преобразованиях также существенно изменяется плотность. Образование алмаза из графита сопровождается возрастанием плотности от 2,1 до 3,6 г/см<sup>3</sup>. Фазовые переходы в полиморфном ряду кремнезема характеризуются почти двукратным увеличением плотности (в г/см<sup>3</sup>): тридимит (2,27), кристобалит (2,35), кварц (2,65), коэзит (3,01) и стишовит (4,28).

В природных минералах в результате дефекта структур, изоморфизма, полиморфизма, наличия газовой-жидких включений, химических и механических примесей наблюдаются колебания плотности в десятых долях грамма на сантиметр кубический.

Плотность горных пород и руд — функция многих переменных, главные из которых — минеральный состав, пористость и кристаллохимические особенности *слагающих* их минералов. В свою очередь, отмеченные характеристики существенно зависят от условий образования и преобразования пород и руд. В практике руднопетрофизических исследований большой интерес представляет динамика изменения плотности, приводящая к разуплотнению и уплотнению вещества. Эти процессы происходят на ионном и минеральном уровнях строения пород и руд. В первом случае подразумевают петрохимическое, а во втором — руднопетрофизическое разуплотнение или уплотнение. Обе разновидности плотностных характеристик тесно связаны с условиями формирования пород и руд и применяются для решения ряда геологических задач: расчленения вулканогенных пород, выделения фаций, выяснения роли метаморфизма в локализации оруденения и др. В геологической литературе широко распространен термин разуплотнение, которым мы также будем пользоваться в дальнейшем.

Петрохимическое разуплотнение наиболее полно описывается коэффициентом разуплотнения ( $K_p$ ), предложенным В.В. Ждановым [16]. Он представляет собой отношение средней ионной плотности минералов, слагающих породу или руду ( $I$ ), к их плотности ( $\rho$ ):

$$K_p = \frac{I}{\rho} . \quad (1)$$

Ионная плотность элемента — это отношение атомной массы к объему иона того координационного числа и той валентности, в которой данный ион входит в рассматриваемое соединение. Среднее значение этой величины представляет собой плотность 1 см<sup>3</sup> вещества, состоящего из ионов, входящих в данную конкретную породу и упакованных идеально плотно по принципу кубиков.

Минеральная плотность определяется следующими переменными параметрами: 1) относительной атомной массой и ионным объемом элементов, 2) характером химических связей элементов и 3) типом кристаллической упаковки минералов. Подробно способ расчета ионной плотности и коэффициента разуплотнения изложен в работе [16].

**Руднопетрофизическое разуплотнение.** Под этим термином понимается понижение плотности пород и руд без изменения их химического или минерального состава, происходящее под воздействием тепловых потоков, механического дробления и процессов выщелачивания мономинеральных пород.

При нагревании твердых кристаллических тел в результате неравномерного расширения минеральных зерен происходит образование микротрещин и пустот по их границам. При этом объем вещества возрастает, а плотность понижается в среднем на 2–3 %.

При деформации плотных пород и руд в условиях неравномерного напряженного состояния отмечается эффект образования микротрещин, приводящий к приращению объема и понижению плотности.

Процессы химического выщелачивания формируют микропустотки за счет выноса минерального вещества. Особенно интенсивно они протекают в карбонатных породах либо при фильтрации через них метеорных вод, либо при гидротермальном карстообразовании. В той или иной степени процессы выщелачивания происходят при любом гидротермально-метасоматическом преобразовании пород. Так, калиевый метасоматоз, сопровождающий образование колчеданных месторождений, понижает на 1–1,5 % плотность вулканических пород кислого состава, главным образом за счет увеличения эффективной пористости. Еще более значительное уменьшение плотности (на 15 %) субвулканических липаритовых порфиров происходит при их цеолитизации.

## ФИЛЬТРАЦИОННО-ПОРИСТОСТНАЯ ГРУППА СВОЙСТВ

Среди большого разнообразия фильтрационных свойств и параметров, описывающих структуру порового пространства, геологов интересуют те, которые просты и доступны для исследования. Важно, чтобы для их определения не требовалась сложная дорогостоящая аппаратура. Наряду с простотой и экспрессностью данные параметры должны базироваться на достаточно теоретически и экспериментально обоснованных физических закономерностях. Это вызвано тем, что при изучении условий локализации оруденения нас интересуют не данные в единичных точках, а особенности изменения исследуемых характеристик в объеме всего рудного объекта.

К таким параметрам относятся эффективная пористость ( $P_{эф}$ ) и динамика насыщения пород и руд жидкостями. Не останавливаясь на способах определения этих величин, поскольку они описаны ранее [35], отметим

только некоторые свойства данных характеристик, позволяющие рекомендовать их для широкого использования при изучении месторождений полезных ископаемых.

Эффективная пористость составляет часть открытой, которая может в конкретных условиях заполняться жидкостями или газами. Различают проницаемую ( $\Pi'$ ) и непроницаемую ( $\Pi''$ ) эффективные пористости. Первая представляет собой совокупность пор и микротрещин, обуславливающих течение жидкости или газа в заданном направлении при определенных термодинамических условиях. Проницаемая эффективная пористость тесно связана с величиной проницаемости ( $\Pi_r$ ). Из законов Гагена—Пуазейля и Дарси следует

$$\Pi_r = \Pi' r^2 / 8, \quad (2)$$

где  $r$  — эффективный радиус пор.

Полная величина эффективной пористости состоит из двух компонент:

$$\Pi_{эф} = A + \Pi_3 = (M_H + M_3) \cdot \rho, \quad (3)$$

где  $A$  — условно-мгновенное насыщение. Это часть эффективной пористости, заполняемая жидкостью в течение исключительно малого промежутка времени (минуты), в десятки и сотни раз меньшего всего периода заполнения пор и микротрещин жидкостями, измеряемого обычно несколькими неделями.  $A = M_H \cdot \rho$ , где  $M_H$  — начальное массовое насыщение (в %).  $\Pi_3$  — часть порового пространства (в %), заполняемая жидкостью в режиме экспоненциальной зависимости. Она определяется умножением массового насыщения ( $M_3$ ), протекавшего в данном режиме, на плотность.

Общая зависимость масштабов насыщения от времени описывается формулой

$$\Pi_i = \Pi_{эф} - \Pi_3 \cdot e^{-B(t_i - t_a)} = A + \Pi_3 \cdot (1 - e^{-B(t_i - t_a)}), \quad (4)$$

где  $\Pi_i$  — часть эффективной пористости, заполненная жидкостью в момент времени  $t_i$ ;  $t_a$  — время окончания условно-мгновенного насыщения;  $B$  — параметр, характеризующий интенсивность заполнения пор (имеет размерность времени). Он не зависит от величины эффективной пористости и длительности опыта. " $B$ " постоянно для пор и микротрещин одного размера и в формуле, описывающей динамику насыщения, является постоянной насыщения.

Отмеченные выше параметры легко получать, исследуя небольшие образцы пород и руд методом свободного насыщения жидкостями. Данный способ прост и доступен каждому геологу. В результате несложных операций получают следующие характеристики: плотность, эффективную

пористость, условно-мгновенное насыщение, экспоненциальное насыщение и постоянную насыщенности.

## УПРУГО-ПРОЧНОСТНАЯ ГРУППА СВОЙСТВ

Данную группу составляют такие свойства, как твердость, прочность, пластичность и упругость. Это основные характеристики, определяющие поведение рудовмещающих образований при деформациях и оказывающие существенное влияние на формирование как отдельных структур, так и структурных парагенезисов.

Твердость — мера сопротивления остаточной деформации или разрушения. При исследовании горных пород и руд наиболее приемлем метод статического вдавливания (метод Бринелля).

Его преимущества заключаются в том, что мерой твердости является величина отпечатка, получаемого на шлифованной поверхности образца при вдавливании в нее стального шарика. Учитывая состав, зернистость и прочность пород и руд, подбирают размер шарика и режим испытания. Для получения объективных результатов процесс измерения на каждой пробе производят многократно (не менее 3 раз). Этот метод позволяет быстро и достаточно объективно производить измерения твердости таких гетерогенных образований, как горные породы и руды.

Твердость поликристаллических и полиминеральных агрегатов определяется составом и текстурно-структурными особенностями исследуемых твердых тел. Существенное влияние на нее в однородных мономинеральных образованиях оказывают кристаллохимические факторы. Твердость минералов обусловлена прочностью соединения элементов структуры, которая зависит от плотности и типа структуры и от природы химической связи между атомами, ионами или радикалами. Установлено, что для минералов, обладающих координационными и каркасными типами структуры с ионной, промежуточной и ковалентной связями, твердость повышается с увеличением валентности, координационного числа атомов, степени ковалентности связи между ними и с уменьшением межатомных и межионных расстояний.

В образованиях с островными, цепочечными и слоистыми структурами, которые характеризуются неоднородностью связей, твердость определяется прочностью наислабейшей из этих связей, степенью легкости деформации этих минералов. Наличие в минералах гидроксила или молекул воды, а также метамиктность и коллоидное состояние исследуемых образований всегда снижают их твердость.

Прочность представляет собой величину предельных напряжений, при которых твердое тело теряет сплошность. Для понимания природы многих геологических процессов важное значение имеет разрабатываемая в последние годы кинетическая теория прочности твердых тел [32]. На основании феноменологического изучения функциональной связи между долговечностью ( $\tau$ ), напряжением ( $\sigma$ ) и температурой ( $T$ ) выведена эмпирическая формула:

$$\tau = \tau_0 \exp \frac{U_0 - \gamma\sigma}{kT}, \quad (5)$$

где  $\tau$  — время существования тела в нагруженном состоянии с момента приложения нагрузки до его разрыва;  $\tau_0$  — период колебаний атомов (он равен  $10^{-13}$  с и сохраняется с точностью до одного порядка одинаковым для всех твердых тел в широком диапазоне температур);  $U_0$  — абсолютные значения начальной энергии активации разрушения;  $\gamma$  — показатель перенапряжений в теле, минимальное значение которого наблюдается при отсутствии перенапряжений, что соответствует максимальной прочности;  $k$  — постоянная Больцмана.

В данном выражении множитель типа  $U/kT$  (известный как фактор Больцмана) входит в состав формул, описывающих различные термофлюктуационные процессы, такие как испарение, диффузия, развитие химических реакций и т.д. Начальная энергия активации разрушения кристаллических тел обычно равна нескольким десяткам килоджоулей на моль и совпадает с энергией испарения или сублимации.

При приложении к телу нагрузки в нем развиваются два взаимосвязанных процесса: разрушения и деформирования. При разрушении происходит необратимый разрыв любых (в том числе межатомных) связей. В процессе деформирования происходит перегруппировка атомов или молекул за счет обратимых разрывов межатомных связей. В активационном плане оба процесса весьма близки. Энергия активации разрушения (сублимация, испарение) и деформации (диффузия вакансий, перемещение дислокаций) практически не различаются. На атомно-молекулярном уровне эти процессы идентичны. Разрыв и рекомбинация разорванных связей определяются термодинамическими условиями приложения нагрузки к твердым телам.

Рассчитанная из прочности молекулярных связей, теоретическая прочность кристаллических тел значительно (в десятки и сотни раз) выше определяемой экспериментально. Причины такого расхождения заключаются в наличии внешних (микротрещины, царапины) и внутренних (дислокации) дефектов в реальных кристаллах. Теоретическая прочность ( $R_T$ ) приближенно оценивается по формуле

$$R_T = 0,2E, \quad (6)$$

где  $E$  — модуль Юнга.

В соответствии с представлениями А.А. Гриффитса существующие в породе микротрещины являются концентраторами напряжений. В них зарождаются и затем лавинно развиваются микросдвиги, приводящие к разрушению. Прочность при сжатии в результате подобной модели приближенно определяется из выражения

$$P_{сж} = 8 \sqrt{\frac{2E \sigma_{пн}}{\pi l}}, \quad (7)$$

где  $\sigma_{пн}$  — удельное поверхностное натяжение породы;  $l$  — половина длины наибольшей трещины.

Пластичностью называется способность твердых тел к остаточным деформациям без нарушения внутренней сплошности вещества. Особый интерес представляет структурная (изотермическая) сверхпластичность — свойство материала испытывать большие пластические деформации при небольших скоростях деформирования в условиях температур, несколько превышающих  $0,5 T_{пл}$ . При этом удлинения тел происходят без образования микротрещин. Данное свойство зависит от размера и формы слагающих тела зерен [9]. Состояние сверхпластичности обусловлено несколькими факторами, основные среди которых: химический состав, размер и форма зерен, темп деформирования, температура и величина напряжений.

Это свойство чаще отмечается у двухфазовых сплавов и эвтектоидных смесей с равной долей обоих компонентов. Зерна соединений, слагающих твердое тело, должны быть изометричными и не превышать 10 мкм. Зависимость напряжения сверхпластического течения ( $\sigma$ ) от величины зерна ( $d$ ) для низких гомологических температур (ниже  $0,5 T_{пл}$ ) имеет вид:

$$\sigma \propto d^{-a}, \quad (8)$$

где  $a = 1/2$ . Для более высоких температур зависимость обратная:

$$\sigma \propto d^a. \quad (9)$$

Здесь значения "a" изменяются от 0,7 до 2 и больше.

Скорость деформации ( $\dot{\epsilon}$ ) и величина зерна взаимосвязаны следующим образом:

$$\dot{\epsilon} \propto d^{-a'}, \quad (10)$$

где показатель  $a'$  имеет значения 2—4.

При сверхпластической деформации под действием внешних сил зерна-кристаллиты испытывают наиболее интенсивные изменения вдоль границ. Здесь протекают процессы аккомодации, предупреждающие образование микротрещин. Происходит зернограничное скольжение, в результате которого зерна выстраиваются в направлении растягивающих сил. При этом они остаются равноосными многогранниками.

Особенность рассматриваемого свойства проявляется в строго определенных условиях. При их изменении твердое тело теряет способность к сверхпластической деформации. М.В. Грабский [9] предложил теорию подобной деформации, согласно которой в данном явлении сочетаются два независимых процесса: скольжение по поверхности границ (малые скорости деформации) и объемная деформация (большие скорости). В обоих процессах действует один микромеханизм — скольжение винтовых дислокаций со ступеньками. Границы зерен представляют собой стоки дислокаций. Движение зернограничных дислокаций вдоль поверхности границы приводит к смещению зерен. При температуре  $0,4 T_{пл}$  диффузионный механизм начинает сток дислокаций из центральных частей зерен к границам. Когда температура достигнет  $0,8 T_{пл}$ , границы зерен превращаются в совершенные стоки дислокаций. Зернограничное скольжение в полукристаллическом образце — первичный механизм деформации, а скольжение дислокаций внутри зерен — вторичный.

Структурная сверхпластичность подробно исследована экспериментально для металлов. Однако подобное явление видимо значительно шире встречается в природе. В качестве объектов, где роль пластических деформаций в формировании современного облика твердых тел была весьма значительной, в дальнейшем рассмотрим сплошные колчеданно-полиметаллические руды, испытавшие динамотермальный метаморфизм в зонах смятия. В качестве параметров, позволяющих привлечь механизм сверхпластической деформации, будем использовать прежде всего текстурно-структурные признаки (размеры и формы зерен, строение межзерновых границ, состав руд), а также термодинамические данные по условиям метаморфизма.

Упругостью называются внутренние силы, обуславливающие свойство тел восстанавливать свою форму, измененную внешними силами. Данному определению удовлетворяет большинство горных пород и руд. Под действием уравновешенных сил упругие тела деформируются и приобретают напряженное состояние. В произвольном сечении тела на элементарной площадке ( $dS$ ) напряжение ( $P$ ) будет равно  $dP/dS$ , где  $P$  — сила, действующая по нормали к площадке. Чтобы получить объемную характеристику, нужно взять три взаимно перпендикулярных координатных площадки и по ним подсчитать составляющие напряжения. Всего получим девять величин, совокупность которых образует тензор напряжений второго ранга ( $S$ ).

$$(S) = \begin{bmatrix} \sigma_x, & \tau_{xy}, & \tau_{xz} \\ \tau_{yx}, & \sigma_y, & \tau_{yz} \\ \tau_{zx}, & \tau_{zy}, & \sigma_z \end{bmatrix} \quad (11)$$

где  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$  — нормальные, а  $\tau_x, \tau_y, \tau_z$  — касательные напряжения к площадкам, перпендикулярным к координатным осям. Так как касательные напряжения попарно равны между собой, для изучения напряженного состояния требуется только шесть составляющих тензора:  $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{xy}, \tau_{yz}, \tau_{zx}$ . В условиях растяжения нормальные напряжения имеют положительный знак, а сжатия — отрицательный.

Под действием нормальных напряжений ребра куба удлиняются на величины  $l_{xx}, l_{yy}, l_{zz}$ , а касательные напряжения приводят к изменению углов между гранями на величины  $l_{xy}, l_{yz}, l_{xz}$  (углы сдвига). Отмеченные три удлинения и три сдвига называются компонентами деформации. Объемную деформацию описывают компоненты симметричной части тензора относительных смещений ( $l_{ij}$ ).

$$l_{ij} = \begin{bmatrix} l_x, & l_{xy}, & l_{xz} \\ l_{yx}, & l_{yy}, & l_{yz} \\ l_{zx}, & l_{zy}, & l_z \end{bmatrix} \quad (12)$$

Деформации растяжения и сдвига, при которых угол уменьшается, считаются положительными. Тензорам напряжений и деформаций соответствует характеристическая поверхность второго рода — действительный или мнимый эллипсоид или гиперболоид.

Взаимосвязь напряжений и деформаций определяется законом Гука, согласно которому до предела упругости между малыми напряжениями и деформациями существует линейная зависимость. В матричной форме она имеет вид

$$\begin{aligned} \sigma_i &= c_{ij} l_j; \\ l_i &= S_{ij} \sigma_j, \end{aligned} \quad (13)$$

где  $\sigma$  — напряжение;  $l$  — деформация;  $S$  — константы упругой податливости;  $C$  — модули упругости;  $ij$  — числовые индексы, равные 1–6. Теоретически возможное число упругих постоянных равно 81. Однако в породах и рудах вследствие симметрии их свойств число постоянных понижается до трех. В изотропных средах их только две (постоянные Ламе).

Наиболее применяемые величины, характеризующие упругие свойства, следующие: 1) скорости распространения упругих волн — продольных, поперечных и поверхностных ( $v_p, v_s, v_R$ ); 2) параметр  $v_p/v_s$ , чутко реагирующий на обстановку сжатия или растяжения, который увеличивается при сжатии и уменьшается при растяжении; 3) коэффициент Пуассона ( $\mu$ ), являющийся коэффициентом пропорциональности между деформациями в продольном и поперечном направлениях при одностороннем сжатии или растяжении; 4) константами пропорциональности между напряжениями и деформациями являются модули: сдвига ( $G$ ) — между касательными напряжениями и соответствующей деформацией, Юнга ( $E$ ) — между действующими изолированно продольными растягивающими или сжимающими напряжениями и деформациями, всестороннего сжатия (Ксж) — между величинами относительного объемного расширения или сжатия образца и нормальными напряжениями при условии их равенства, что соответствует всестороннему гидростатическому давлению; 5) удельное волновое сопротивление ( $z$ ) (синонимы — усеченный модуль Юнга, акустический импеданс), представляющее собой отношение давления волны к мгновенной скорости колебания частиц; 6) коэффициент поглощения упругих колебаний ( $\alpha$ ), оценивающий интенсивность рассеивания энергии упругих волн. Он обычно в породах линейно возрастает при увеличении частоты волн. Упругие свойства пород и руд определяются статическими и динамическими методами, подробно описанными в литературе [3, 35, 41].

## СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД И РУД

Количественно охарактеризовать все разнообразие структур горных пород и руд исключительно сложно, и это не является целью данной книги. Для петрофизического анализа необходимо выявить только главные

существенные факторы, влияющие на эволюцию физико-механических свойств и определяющие их величины. Многочисленные экспериментальные и статистические исследования показали, что ведущими структурными характеристиками являются форма и размеры зерен.

Магматические породы с жесткими кристаллическими связями испытывают хрупкое разрушение при одноосном сжатии за счет развития зародышевых микротрещин. Их величина сопоставима с размерами зерен основной массы. Чем более мелкозернистая структура, тем прочнее порода и тем она менее пориста и проницаема. Подобная зависимость отмечается и для осадочных (хемогенных) и гидротермально-метасоматических образований. В терригенных породах и рудах важную роль играют количественное соотношение цемента и обломков в составе породы и в случае резкого различия в их свойствах зернистость менее прочной и хрупкой фазы. Размер зерен основной массы определяет характер и степень изменения многих свойств (пористости, прочности, пластичности, теплофизических характеристик, проницаемости и плотности) при повышенных температурах и давлениях, когда активно проявляется эффект теплового разуплотнения. При прочих равных условиях (состав,  $P-T$ , способ приложения нагрузки и т. д.) разуплотнение будет тем значительнее, чем выше зернистость.

Форма зерен оказывает существенное влияние на появление анизотропии физико-механических свойств и является важным показателем, позволяющим реконструировать палеотектонический режим и его интенсивность. Первично изотропные породы и руды с изометричными зёрнами основной массы при динамометаморфических преобразованиях приобретают эллиптические формы, ориентированные длинными осями по направлению растяжения. В результате в исследуемом твердом веществе проявляется отчетливая анизотропия свойств, величина которой пропорциональна величине эллиптичности зерен деформированной породы.

В большинстве случаев породы и руды представляют собой гетерогенные в структурном отношении образования. Они часто сложены несколькими (тремя-четырьмя) породо-, рудообразующими минералами и имеют сложную текстуру и структуру. В связи с этим возникают определенные трудности при проведении статистических измерений структурных элементов. Данные измерения должны быть экспрессны, отражать размерность основной массы исследуемого тела и применимы для любых типов пород и руд. Опыт изучения природных объектов показал, что замеры зернистости следует проводить после тщательного предварительного исследования шлифов или аншлифов. В однородных по составу и зернистости образованиях достаточно измерить 20—30 зерен и по ним рассчитать среднюю величину зерна и отношения длинной ( $l$ ) оси к короткой ( $s$ ).

В гетерогенных образованиях процедура измерения усложняется. Необходимо предварительно выбрать такой участок препарата, в пределах которого исследуемый материал имеет типичное строение. Если это кристаллический сланец, то следует избегать участков, сложенных выделения-

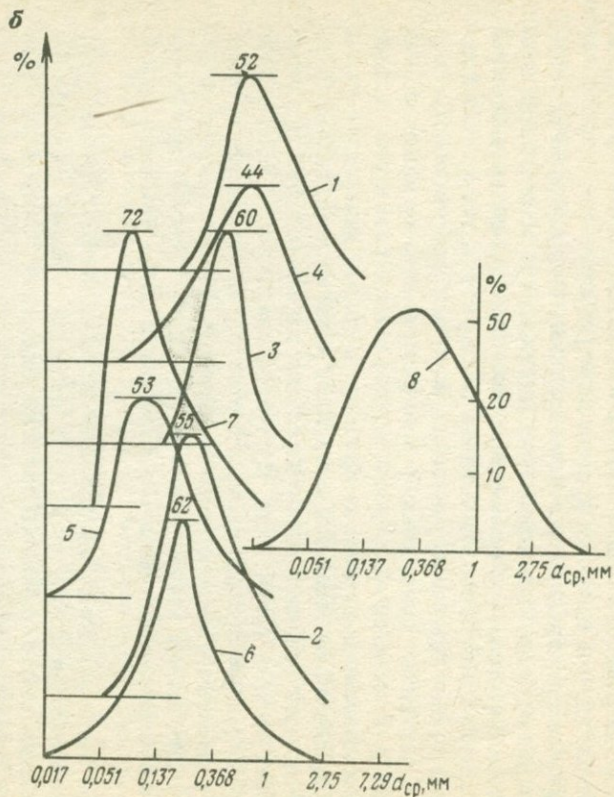
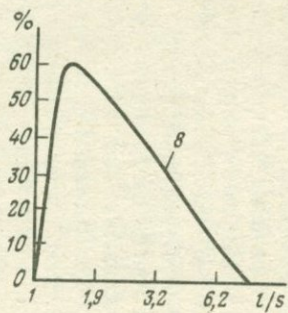
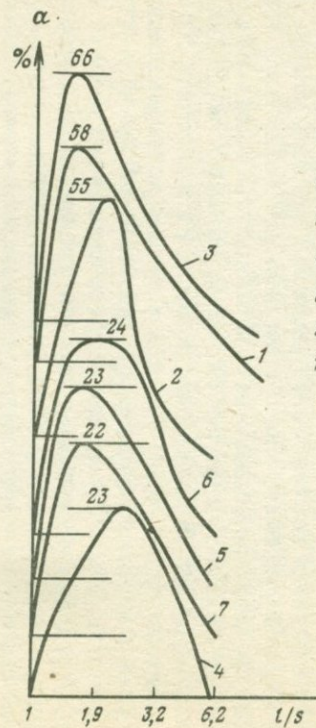


Рис. 1. Кумулятивные кривые распределения отношений (а) и абсолютных значений (б) размеров длинных (l) и коротких (s) осей зерен минералов околорудно-измененных пород и руд Иртышского месторождения.

Каждая кривая (1-7) построена по данным 50 замеров, а кривая 8 - по 350 замерам. Кварц в серицит-хлорит-кварцевых сланцах северо-западного фланга Основного рудного тела (1, 3, 5, 6). Пирит в сплошных колчеданных рудах Юго-восточной залежи (2) и в колчеданно-полиметаллических сплошных рудах северо-западного фланга основной залежи (4). Кварц из хлорит-серицит-кварцевых сланцев зоны контакта метасоматитов с апофизой сплошных руд (7)

ми какого-нибудь одного минерала (кварц, роговая обманка, хлорит и др.). Обязательно надо учитывать текстурно-структурный рисунок. Измерения должны проводиться на изометричных участках с типичным для данной породы или руды структурным мотивом. Построение графиков распределения размеров и удлиненности зерен показало, что в гетерогенных образованиях целесообразно измерять более 100 зерен. В большинстве случаев распределение логнормальное, но в однородных мономинеральных породах - нормальное (рис. 1, 2).

Важный дополнительный параметр, характеризующий условия формирования и метаморфизма пород и руд, - величина трехгранных углов между зернами минералов одного состава и угла между зерном одного состава и соприкасающимися с ним двумя другими зернами иного состава. В изотропных мономинеральных агрегатах средняя величина трехгранного угла между зернами кварца, пирита и других минералов высокой сингонии составляет  $120^\circ$ . Если данные породы или руды претерпели динамометаморфические преобразования, то на графике частот встречаемости появляются два дополнительных максимума (рис. 3). По мере возрастания степени динамометаморфизма значения основного максимума ( $120^\circ$ ) будут уменьшаться, величины дополнительных максимумов будут увеличиваться и они последовательно начнут смещаться в сторону меньших и больших углов от ординаты  $120^\circ$ . Трехгранные углы хотя и отражают структурные преобразования пород и руд, не могут служить надежным показателем динамометаморфизма. Область их эффективного применения ограничивается группой однородных мономинеральных пород и руд, таких как кварциты, колчеданные и сфалеритовые руды и некоторые другие образования. В основной же массе пород и руд из-за неоднородности минерального состава данный параметр мало информативен; он может применяться в качестве сугубо качественной дополнительной характеристики.

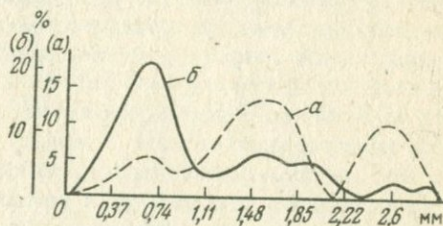


Рис. 2. Кумулятивные кривые распределения объемов зерен пирита различных классов (а) и их линейных размеров (б). Измерено 50 зерен. Колчеданно-полиметаллические сплошные руды северо-западного фланга Основной залежи

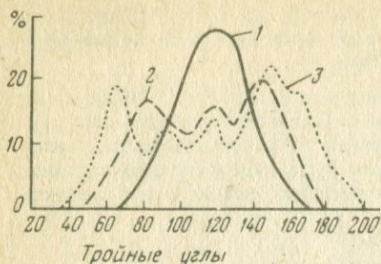


Рис. 3. Кумулятивные кривые распределения величин тройных углов между зернами кварца из серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов лежачего бока Основной залежи Иртышского месторождения:

1 — нединамометаморфизованные образования; 2—3 — породы сланцеватой текстуры

нистые мелко-, средне- и крупнозернистые группы пород и руд, рассчитывая для каждой из них статистические параметры распределения. Для микрозернистых образований такие параметры приведены в табл. 1. Для них характерны логнормальный закон распределения и резкое преобладание в количественном отношении субмикроскопических зерен с размерами меньше 0,1 мм. В разнозернистых породах и рудах следует учитывать число зерен каждого класса и их пространственное распределение.

Например, в микрозернистых породах часто отмечается порфиоровое строение. Основная масса имеет размер зерен 0,001—0,5 мм, а вкрапленники превышают 1 мм. В этом случае неважно объемное соотношение основной массы и вкрапленников. Даже если по объему вкрапленники преобладают, то и в данном варианте в расчетах породу или руду следует относить к микрозернистым образованиям. Иногда в исследуемом материале встречаются участки, различающиеся по зернистости, например вулканиты, пронизанные прожилками кварца, когда меньшее количество крупных зерен кварца по массе превышает большинство мелких зерен основной массы породы (см. рис. 1). Крупные зерна не только преобладают по массе, но и слагают каркас породы. В этом случае данное образование целесообразно отнести к классу более крупнозернистых пород и руд, чем это устанавливается статистически. Таким образом, при петрофизических расчетах рекомендуется учитывать в гетерогенных образованиях зернистость компонента, формирующего основную ткань породы или руды, независимо от размерности других компонентов.

Форма зерен является показателем, не зависящим от их размера. На графиках распределения выявляется логнормальный закон. При использовании этого параметра необходимо следить за тем, чтобы замеры производились только на зернах одного состава. Второе требование заключается в том, чтобы выбранные для исследования минеральные агрегаты в их

Введение размера зерен в петрофизические расчеты должно производиться с учетом абсолютной величины зернистости, характера распределения размеров зерен и общего объема каждого класса (по размерам) зерен. Изучение колчеданно-полиметаллических рудных полей в палеовулканических областях показало, что в их строении принимают участие в основном микрозернистые породы и руды. Средний размер зерен редко превышает 1 мм. Более крупнозернистые образования составляют 10—15% общего объема пород. В связи с этим при исследовании структурно-петрофизических условий рудообразования отдельно необходимо анализировать микрозер-

Выборочные параметры распределения физико-механических свойств горных пород рудных полей и месторождений Рудного Алтая (I), Северной Карелии (II) и Юго-Восточной Якутии (III)

Физико-механические свойства	Рудные провинции	Число образцов	Среднее значение параметров	Дисперсия	Средне-квадратическая погрешность
Эффективная пористость* $P_{эф}$ , %	I	398	0,09	0,55	0,74
	II	450	-0,02	0,227	0,476
	III	35	-0,18	0,348	0,59
Постоянная насыщения* $B$ , $ч^{-1}$	I	171	-2,12	0,42	0,65
	II	318	-2,70	0,776	0,881
	III	35	-1,81	0,678	0,823
Условно-мгновенное насыще- ние* $A$ , %	I	171	-0,99	1,51	1,23
	II	318	-1,61	0,392	0,626
	III	35	-0,6	0,532	0,729
Средний размер зерен* $d$ , мм	I	1130	-1,133	0,384	0,60
Соотношение размеров длин- ной и короткой осей зерен $l/s$	I	1130	0,60	0,143	0,374
Модуль Юнга $E$ , $n \cdot 10^4$ МПа	I	384	6,29	2,09	1,45
	II	450	6,03	2,431	1,559
	III	35	8,72	1,04	1,022
Податливость $1/E$	I	224	0,177	0,0022	0,047
	II	450	0,175	0,002	0,045
Модуль сдвига $G$ , $n \cdot 10^4$ МПа	I	383	2,73	0,88	0,94
	II	318	2,34	0,435	0,660
	III	35	2,34	0,435	0,660
Коэффициент Пуассона $\mu$	I	384	0,21	0,006	0,079
	II	450	0,30	0,002	0,047
Твердость по Бринеллю НВ	I	85	197	10 176	101
Плотность $\rho$ , $г/см^3$	I	384	2,70	0,018	0,14
	II	450	2,73	0,020	0,142

\* Логарифмы значений.

первичном состоянии имели изометричные очертания. С известной долей условности подобными объектами могут быть кварц, кальцит, пирит, сфалерит, магнетит и некоторые другие минералы. Как и при замерах размеров зерен, нас будут интересовать параметры агрегатов, слагающих основной каркас породы. Форма зерен чутко реагирует на динамометаморфические воздействия. В связи с этим данную величину следует учитывать при изучении месторождений, расположенных в схожих геотектонических условиях. Например, нужно отдельно рассчитывать параметры распределения для рудных проявлений зон смятия, краевых прогибов, крупных батолитов и т.д.

## РУДНОПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

По мере развития геолого-структурных исследований происходит систематическое расширение комплекса физических и механических свойств, применяемых для решения разнообразных задач геологии полезных ископаемых. Использование этих параметров наряду с получением новой обширной информации сопряжено с трудностью интерпретации и совместного анализа большого числа переменных. В связи с этим постоянно существует потребность в применении разнообразных коэффициентов, объединяющих не только отдельные группы свойств, но и некоторые структурные характеристики пород и руд. В зависимости от целей и задач, стоящих перед исследователем, следует использовать два типа обобщающих коэффициентов: комплексные руднопетрофизические (Кпк) и аномальные руднопетрофизические (Кап).

Комплексные руднопетрофизические коэффициенты представляют собой расчетные числовые параметры, объединяющие группы физико-механических свойств и структурных характеристик пород и руд, которые существенно влияют на течение одного, отдельно взятого геологического процесса — тектонического, метаморфического, гидротермального, метасоматического и т.д. Поскольку используемые для расчета коэффициента свойства различны по физическому смыслу и имеют свою размерность, для каждого из них вводится безразмерная шкала. Ее однотипность достигается обычной статистической нормировкой  $j$ -го свойства в  $i$ -м образце ( $X_{ij}$ ), их средними значениями ( $X_j$ ) и стандартными отклонениями ( $S_j$ ).

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

Комплексные руднопетрофизические коэффициенты определяются по формуле

$$K_{пк} = 1/p \sum_{j=1}^p K_{ij},$$

(14)

в которой под  $K_j$  подразумевается  $j$ -е свойство пород и руд, независимое от всех остальных используемых в расчете характеристик. Статистическая независимость данных параметров обосновывается незначимостью их парных корреляций в выборках с основных рудных полей исследуемых металлогенических провинций. Применяемые для расчета  $K_{пк}$  свойства характеризуются нормальным и логнормальным законами распределения. Нормальное распределение имеют: модуль Юнга ( $E$ ), модуль сдвига ( $G$ ), податливость ( $1/E$ ), коэффициент Пуассона ( $\mu$ ), твердость ( $Tв$ ), плотность ( $\rho$ ) и прочность ( $\tau$ ), а логнормальное — параметры насыщения (условно-мгновенное насыщение ( $A$ , %), постоянная насыщения ( $B$ ,  $ч^{-1}$ ), эффективная ( $П_{эф}$ , %) и экспоненциальная ( $П_{э}$ , %) пористость, форма (отношение длины к ширине  $l/s$ ) и размеры зерен основной массы породы или руды ( $d$ ).

Переход от анализа частных значений физико-механических свойств и структурных характеристик к комплексному руднопетрофизическому коэффициенту позволяет: 1) в соответствии с задачами детального картирования с помощью изолиний равных значений коэффициента выделять участки, благоприятные для локализации руд, которые являются экранами для рудоносных растворов, 2) исследовать разновозрастные образования, 3) выделять фации горных пород и руд и 4) давать комплексную петрофизическую характеристику месторождений и рудных полей. Следует, однако, иметь в виду, что комплексные руднопетрофизические коэффициенты представляют собой не формально, механистически полученные характеристики. В каждом конкретном случае они имеют четкий физический смысл и строгую процедуру расчета. Использование того или иного набора свойств обусловлено тщательной подготовительной исследовательской работой. Она включает выявление направленности воздействия каждого из участвующих в расчете  $K_{пк}$  свойств на изучаемый геологический процесс. В одну группу объединяются характеристики, одинаково влияющие на течение этого процесса. Если часть свойств ускоряет ход процесса, а часть его замедляет, то вторая подгруппа включается в расчетные операции с обратным знаком. В итоге полученный коэффициент носит аддитивный характер. В нем контрастность индивидуальных свойств резко усиливается.

Отмеченные особенности в расчете и интерпретации  $K_{пк}$  можно проиллюстрировать на примере его использования при изучении гидротермальных месторождений. Нас будет интересовать такой набор свойств, который позволит выделить благоприятные для локализации руд породы и экранизирующие образования. Из экспериментальной и теоретической петрофизики и минералогии известно, что фильтрация рудных растворов и процессы метасоматоза интенсивнее будут протекать в средах с более вы-

сокими величинами параметров насыщения ( $P_{эф}$ ,  $P_3$ ,  $A$ ,  $B$ ) и проницаемости ( $Pr$ ) и с низкими петроплотностными ( $\rho$ ) и упруго-прочностными ( $E$ ,  $G$ ,  $Tв$ ,  $\tau$ ) свойствами. В целом этому процессу будут способствовать более крупнозернистые разности пород ( $d$ ). Исследовав предварительно парные корреляционные зависимости между отмеченными выше параметрами для всех рудовмещающих пород месторождения или рудного поля и установив низкую степень корреляции между некоторыми из них, приступим непосредственно к расчету  $K_{пк}$ .

Пусть в результате изучения выявился следующий набор независимых характеристик:  $P_{эф}$ ,  $B$ ,  $Pr$ ,  $d$ ,  $\rho$ ,  $E$ ,  $Tв$  и  $\tau$ . Как известно, возрастание абсолютных значений  $P_{эф}$ ,  $B$ ,  $Pr$  и  $d$  усиливает интенсивность гидротермального процесса, а увеличение  $\rho$ ,  $E$ ,  $Tв$  и  $\tau$  препятствует его течению. Следующим этапом в расчетах будет получение стандартизованных данных (безразмерных и приведенных к однотипной шкале) по формуле

$$K_{ij} = \frac{(X_{ij} - X_j)}{S_j} \quad \text{для каждого свойства одного и того же образца. Затем}$$

рассчитываем  $K_{пк}$  по следующей формуле:

$$K_{пк} = \frac{1}{8} \sum_1^8 (K_{P_{эф}} + K_B + K_{Pr} + K_d) - (K_\rho + K_E + E_{Tв} + K_\tau). \quad (15)$$

Приняв в качестве предварительного условия, что вклад всех использованных в расчете свойств равноценен, необходимо соблюдать равенство по числу прямо и обратно пропорциональных относительно исследуемого процесса параметров. В данном случае их по четыре. Если полученное значение  $K_{пк}$  равно нулю, то исследуемый образец в целом имеет свойства, близкие к среднестатистическим свойствам пород или руд данной металлогенической провинции. В образованиях с положительными величинами  $K_{пк}$  будут более высокая пористость и проницаемость и более низкие плотностные и упруго-прочностные свойства по сравнению со среднестатистическими характеристиками. Обратная картина наблюдается в пробах с отрицательными значениями коэффициента. Таким образом, на месторождениях гидротермального генезиса благоприятными для фильтрации рудоносных растворов и для метасоматического рудообразования будут породы с повышенными величинами  $K_{пк}$ , а образования с низкими значениями этого параметра будут выполнять роль структурно-петрофизических экранов, контролировавших локализацию руд.

Аномальные рудопетрофизические коэффициенты ( $K_{ап}$ ), предложенные А.П. Трофимовым, представляют собой отношения абсолютных значений свойств пород и руд, претерпевших воздействие тех или иных геологических процессов и не подвергавшихся их влиянию, т.е. отношение свойств измененных и неизмененных или слабо измененных разностей. Применение этих коэффициентов наиболее целесообразно при поисково-разведочных работах, когда структурно-петрофизические иссле-

дования проводятся в комплексе с геохимическими. Расчет Кап производится по тому же набору параметров, что и Кпк. Однако при вычислениях применяются не среднестатистические характеристики, а фоновые значения свойств пород. Под фоновыми понимаются величины физических, механических и структурных параметров пород, залегающих вне пределов полей развития эндогенных и экзогенных вторичных изменений и проявлений рудной минерализации.

Сначала рассчитываем коэффициент аномальности (Ка) для каждого  $j$ -го свойства в  $i$ -м образце:

$$Ka_{ij} = X_{ij} / Xf_j, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad j = 1, 2, \dots, p, \quad (16)$$

где  $Xf_j$  — фоновое значение  $j$ -го свойства. Аномальные руднопетрофизические коэффициенты определяются из выражения

$$Кап = 1/p \sum_{j=1}^p Ka_{ij}. \quad (17)$$

При расчете Кап справедливы те же требования и ограничения в подборе свойств, что и при вычислении Кпк. Достоинством данной группы коэффициентов является то, что они позволяют не только выделять самые разнообразные литологические типы пород, подвергшиеся рудным и сопутствующим им преобразованиям, но и количественно оценить интенсивность этих преобразований. Выявленные при помощи аномальных коэффициентов положительные ( $> 1$ ) и отрицательные ( $< 1$ ) аномалии своим образованием обязаны только гидротермальному процессу, приведшему к формированию как геохимических аномалий, так и собственно рудных залежей. Другое преимущество Кап — простота расчета, близкого к способам вычисления параметров геохимических ореолов, что позволяет более эффективно их сопоставлять и коррелировать (см. стр. 135, рис. 36).

Целесообразность и эффективность применения Кап в значительной мере зависят от объективности и надежности определения фоновых значений рудно-петрофизических свойств для различных литологических и фациальных типов пород и руд. При этом необходимо учитывать как весь спектр дорудных гидротермально-метасоматических и метаморфических процессов, так и пострудные преобразования пород и руд. Кроме того, требования к фоновым характеристикам будут существенно различаться при региональных (масштаба 1:25 000 и мельче) и детальных (крупнее 1:10 000) структурно-петрофизических и геохимических исследованиях. В первом, региональном варианте целесообразно оперировать петрофизическими группами измененных и неизмененных образований, объединяю-

щих большой набор литолого-фациальных разностей пород и руд. Во втором варианте свойства для фоновых характеристик необходимо получить, исследуя породы рудной зоны или района, где проводятся поисковые работы. Нужно предварительно тщательно изучить вторичные минеральные ассоциации и их интенсивность. Во всех вариантах фоновые параметры целесообразно обосновать статистическими данными (гистограммы распределения).

## ПРИНЦИПЫ СИММЕТРИИ В РУДНОЙ ПЕТРОФИЗИКЕ

Анизотропия и симметрия — важнейшие особенности материальной среды. Универсальность их проявления в природе обоснована в работах П. Кюри, И.И. Шафрановского, А.В. Шубникова, А. Неймана и других ученых. Любые свойства среды (физические, механические, геометрические и др.) характеризуются пространственно-временной анизотропией, причем отмечается закономерная симметричность их проявления. В связи с этим анизотропия и симметрия среды существенно меняются в процессе развития любой исследуемой системы: И.И. Шафрановский [43] считает, что симметрия порождающей среды как бы накладывается на симметрию тела, образующегося в этой среде. Получившаяся в результате форма тела сохраняет только те элементы своей собственной симметрии, которые совпадают с наложенными на него элементами симметрии среды. П. Кюри отмечал, что характеристическая симметрия явления представляет собой максимальную симметрию, совместимую с его существованием. Если определенные причины вызывают соответствующие последствия, то элементы симметрии причины должны проявляться в вызванных ими следствиях, а их диссимметрии складываются. При этом остаются лишь общие элементы симметрии.

Изложенные общие представления вполне применимы и к рудно-петрофизическим характеристикам пород и руд. В дальнейшем под понятием "симметрия физического или механического свойства твердого тела" будем понимать симметрию индикатрисы, с помощью которой описывается это свойство. Наиболее разработаны представления о взаимосвязи физических свойств со структурой и формой минеральных объектов в кристаллофизике. Основопологающие положения — принципы Кюри и Неймана. П. Кюри писал: "Кристалл, находящийся под влиянием внешнего воздействия, будет обладать теми элементами симметрии, которые являются общими для кристалла в отсутствии воздействия и воздействия в отсутствии кристалла". Согласно Нейману, группа симметрии любого физического свойства кристалла должна включать в себя точечную группу симметрии кристалла.

Физические свойства кристаллов должны иметь все элементы симметрии, которыми обладает данный тип кристаллов. Кроме того, выделяются предельные группы симметрии, или группы Кюри, для которых характер-

но присутствие осей бесконечного порядка. Это группы шара, цилиндра и конуса. Используя предельные группы, можно описать симметрию текстур поликристаллических агрегатов, в которых имеется упорядоченное расположение кристаллов. Подобные приемы использовали Г. Клоос, Б. Зандер, А.А. Полканов, Н.А. Елисеев, М. Петерсон, Л. Вейс и другие исследователи для решения вопросов генезиса различных типов структур и текстур деформированных пород.

М. Петерсон и Л. Вейс выделили пять основных групп симметрии текстур горных пород, из которых две относятся к предельным (шара и цилиндра). Сферическая (или шара) группа характеризует текстуры изотропных пород, метаморфизованных в условиях гидростатического давления. Планаксиальная (или цилиндра) — возникает при седиментации в неподвижной среде на горизонтальной поверхности. Следующие три группы отражают более сложные условия образования и преобразования пород. Орторомбическая возникает при деформации чистого растяжения. Моноклиная наблюдается в агрегатах, имеющих ламинарные и линейные структуры потоков. Широко распространена в природе триклинная группа, образовавшаяся в результате комбинированного воздействия нескольких факторов. Она возникает при наложении одной текстуры на другую (в тектонике), в пластовых осадках, формировавшихся в условиях нестационарных режимов, при изгибных деформациях слоистых образований и т.д.

В процессе образования и последующего преобразования горной породы или руды их текстура подвергается различного типа изменениям, что приводит к синхронному изменению анизотропии свойств и симметрии конечного продукта. Как было показано Г.Т. Продайводой [30], совершенно изотропный материал, испытавший механическое воздействие, приобретает искусственно вызванную анизотропию, которая в пределах упругих деформаций исчезает при снятии воздействующего усилия. Поле напряжений группы симметрии шара (гидростатическое давление) в сочетании с любой симметрией среды не изменит симметрии последней. Например, упругая анизотропия кристалла форстерита в интервале давлений 0,1–300 МПа сохраняется постоянной. Не изменяется ни коэффициент анизотропии, ни положение главных акустических констант. Таким образом, симметрия, возникшая в материале при каком-либо воздействии, полностью определяется симметрией этого воздействия.

В горных породах и рудах исследуются реликты необратимых преобразований, возникшие в них либо в процессе породо- и рудообразования, либо вызванные более поздними процессами. Внешнее воздействие проявляется в упорядоченном расположении кристаллографических элементов и форм зерен или, наоборот, в их разупорядоченности. Отмеченные преобразования протекают в соответствии с принципом Зандера, согласно которому текстура деформированной породы, или тектонита, отражает симметрию движения при деформации. Предполагается, что первоначальная текстура и деформирующие усилия — независимые факторы, а конечная текстура представляет собой результат их взаимодействия. Симметрия

этого остаточного упорядочения отражает и результирующую симметрию — среда + воздействие.

При изучении конкретной текстуры обычно возникает необходимость выделить элементы трех видов: 1) унаследованные, 2) приобретенные (возникшие под воздействием более поздних процессов) и 3) составные (комбинация унаследованных и приобретенных признаков). Известные в настоящее время группы симметрии текстур горных пород и руд полностью соответствуют числу групп симметрии симметричного тензора второго ранга. В связи с этим в рудной петрофизике можно применять целый комплекс физических свойств, описываемых данным тензором, — акустических, электрических, магнитных и тепловых.

Использование петрофизических данных при проведении текстурно-структурного анализа горных пород и руд неэффективно без привлечения принципов симметрии — универсального средства познания строения вещества. Именно сочетание рудной петрофизики и общих законов симметрии с другими геологическими методами поможет понять природу необратимых изменений текстуры, являющейся "памятью" породы или руды, в которой запечатлены сведения об условиях их формирования и преобразования в течение геологической истории.

## УЛЬТРАЗВУКОВОЙ СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПОРОД И РУД (УСАПИР)

Этот анализ пород и руд основан на теоретически установленной и экспериментально проверенной закономерной взаимосвязи упругих свойств и структуры твердых тел. Выявляемая по данным дирекционных измерений на ориентированных образцах индикатриса скоростей ультразвуковых волн позволяет оценить упругую анизотропию исследуемых объектов. Форма индикатрисы и абсолютные значения упругих параметров — функция минерального состава, условий образования, а также характера и интенсивности метаморфогенных преобразований. Существуют четыре аналитических и геометрических способа оценки анизотропии упругих свойств: по модулям упругости, ультразвуковому  $Q$ -эллипсоиду, акустическим константам и индикатрисе скоростей продольных волн. Конечная цель всех способов — получить комплекс данных, характеризующих пространственное распределение упругих свойств горных пород и руд.

Модули, или константы, упругости рассчитываются на основании экспериментальных определений скоростей упругих волн с привлечением данных теории распространения упругих колебаний в анизотропных средах [3]. Этот способ редко применяется при структурных исследованиях из-за сложности эксперимента, трудоемкости расчетов и многочисленных ограничений при подборе образцов.

$Q$ -эллипсоид был предложен И.Ф. Беннетом [50] и представляет собой теоретическую поверхность, образующую эллиптическую фигуру, радиусы-векторы которой в любом направлении равны сумме квадратов

скоростей продольной ( $v_1$ ) и двух взаимно перпендикулярных поперечных ( $v_2, v_3$ ) волн. Для расчета эллипсоида необходимо измерить три отмеченные скорости в шести различных неэквивалентных направлениях. Физические основы метода заключаются в следующем. В упругом теле при приложении к нему внешнего воздействия каждая частица совершает перемещения, способствующие распространению трех типов волн: одной продольной и двух поперечных. Все они взаимно перпендикулярны. Движения частиц, направления и характер перемещения и скорости волн с помощью специальных коэффициентов связываются следующей системой уравнений:

$$\rho v_i^2 a_i = \alpha_i \Gamma_{11} + \beta_i \Gamma_{12} + \gamma_i \Gamma_{31}; \quad (18)$$

$$\rho v_i^2 \beta_i = \alpha_i \Gamma_{12} + \beta_i \Gamma_{22} + \gamma_i \Gamma_{23}; \quad (19)$$

$$\rho v_i^2 \gamma_i = \alpha_i \Gamma_{31} + \beta_i \Gamma_{23} + \gamma_i \Gamma_{33}, \quad (20)$$

где  $i = 1, 2, 3$ ;  $\rho$  — плотность;  $v_i$  — тип упругих колебаний;  $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$  — косинусы углов между направлением распространения  $v_i$  волны и ортогональными кристаллофизическими осями;  $\Gamma_{ij}$  — коэффициенты Христофеля.

С помощью некоторых преобразований (умножение на  $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$  и сложение всех трех уравнений) эту систему приводят к выражению, представляющему собой уравнение для упругой жесткости, которое действительно для каждого типа волн ( $q_i$ ):

$$q_i = \rho v_i^2 = \alpha_i^2 \Gamma_{11} + \beta_i^2 \Gamma_{22} + \gamma_i^2 \Gamma_{33} + 2\beta_i \gamma_i \Gamma_{23} + 2\gamma_i \alpha_i \Gamma_{31} + 2\alpha_i \beta_i \Gamma_{12}. \quad (21)$$

Коэффициенты Христофеля — константы для любого направления ( $l, m, n$ ), отнесенного к прямоугольным кристаллофизическим осям. Формула (21) представляет собой уравнение эллипсоида, главные оси которого расположены в направлениях  $\alpha_i, \beta_i, \gamma_i$  и имеют длины  $q_1^{-1/2}, q_2^{-1/2}, q_3^{-1/2}$ .

До сих пор мы рассматривали аналитические выражения, действительные для определенного типа упругих волн. Подобные рассуждения можно применить для каждого направления распространения волн ( $l, m, n$ ). Уравнение (21) можно записать в другой форме, заменив коэффициенты Христофеля модулями упругости (или коэффициентами жесткости):

$$Q' = l^2(C_{11} + C_{55} + C_{66}) + m^2(C_{22} + C_{44} + C_{66}) + n^2(C_{33} + C_{44} + C_{55}) + 2mn(C_{24} + C_{34} + C_{56}) + 2nl(C_{15} + C_{35} + C_{46}) + 2lm(C_{16} + C_{26} + C_{45}). \quad (22)$$

Построив эллипсоид для каждого направления распространения волн ( $Q_i'$ ) и сопоставив их между собой, получим некоторые инвариантные соотношения, одно из которых имеет вид

$$Q_i = q_{1i} + q_{2i} + q_{3i} = \Gamma_{11} + \Gamma_{22} + \Gamma_{33} = \rho(v_1^2 + v_2^2 + v_3^2). \quad (23)$$

Уравнение (22) является полным для эллипсоидальной поверхности, главные оси которой равны  $Q_1^{-1/2}$ ,  $Q_2^{-1/2}$ ,  $Q_3^{-1/2}$ . При совпадении направлений распространения волн с главными кристаллофизическими осями данная система уравнений приобретает вид

$$\begin{aligned} C_{24} + C_{34} + C_{56} &= 0; \\ C_{15} + C_{35} + C_{46} &= 0; \\ C_{16} + C_{26} + C_{45} &= 0. \end{aligned} \quad (24)$$

После сокращения и сопоставления с выражением (23) получаем уравнение напряженности:

$$\begin{aligned} Q' &= l^2(C_{11} + C_{55} + C_{66}) + m^2(C_{22} + C_{44} + C_{66}) + n^2(C_{33} + C_{44} + C_{55}) = \\ &= Q_1' + Q_2' + Q_3' = \rho(V_1^2 + V_2^2 + V_3^2), \end{aligned} \quad (25)$$

где  $Q_{1,2,3}$  — значения  $Q$  в направлении трех основных осей. Окончательный вид формула (25) будет иметь после деления обеих частей равенства на плотность:

$$Q_i = V_1^2 + V_2^2 + V_3^2. \quad (26)$$

Для каждого направления вычисляется  $Q_i$ , которая является радиусом-вектором эллипсоида анизотропии  $Q$ , параметры его определяются методом наименьших квадратов.  $Q$ -эллипсоид уменьшает ранг тензора с четвертого до второго. Это позволяет сравнивать упругие свойства с теплофизическими, электрическими и др.

Акустические константы. Данный способ, разработанный Г.Т. Продайвой [30], использует свойства положительно определенного акустического тензора второго ранга. Подобным приемом устанавливаются некоторые простые аналогии между акустическими и оптическими явлениями в анизотропных средах. Теоретическая основа способа акустических констант полностью соответствует рассмотренной при описании  $Q$ -эллипсоида Беннета. В обоих вариантах для оптически одноосной среды тензорная поверхность будет иметь форму эллипсоида вращения, в изотропной — сферы, а в случае низкосимметричной среды — трехосного эллипсоида. Радиус-вектор этой поверхности ( $r$ )

$$1/r^2 = V_1^2 + V_2^2 + V_3^2. \quad (27)$$

Значения акустического тензора можно найти экспериментально из ультразвуковых измерений скоростей упругих волн в шести неэквивалентных направлениях.

Индикатриса скоростей упругих волн. По аналогии с оптикой целесообразно для более наглядного изображения упругих свойств горных пород и руд ввести понятие об индикатрисе, которая будет представлять собой условную фигуру, построенную по данным абсолютных или относительных значений упругих параметров в различных направлениях. Наиболее часто в практике исследований используют индикатрису скоростей продольных ультразвуковых волн, хотя важное практическое значение имеют и данные об объемной анизотропии и о других упругих свойствах. Предпочтение отдается продольным волнам по следующим причинам: 1) простоте, экспрессности и доступности методики измерения; 2) возможности применять для изучения образцы пород и руд различного качества и размера и 3) наличие большого экспериментального и аналитического материала, что облегчает интерпретацию и сопоставление полученных данных.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ

За последние два десятилетия изучения анизотропии упругих свойств минералов, горных пород и руд накоплен большой материал, подтверждающий, что генетическая природа этого явления полигенна и полихронна. Возникновение, развитие и разрушение минеральных тел отражаются на структуре и наиболее полно на анизотропии упругих свойств. Рассматривая причины появления и эволюции анизотропии поликристаллических агрегатов, постоянно отмечают тесную взаимосвязь этого параметра с особенностями строения исследуемых твердых тел, с их текстурно-структурными характеристиками. Наиболее полно эта связь установлена для кристаллов основных групп порообразующих минералов. Так, в классе силикатов анизотропия упругих свойств увеличивается с ростом анизотропии структуры кристаллов от ортосиликатов через цепочечные, ленточные, слоистые — к каркасным группам. Более общий вывод Б.П. Беликова [3] о том, что величины упругих констант, а следовательно, и силы связи в структуре кристалла находятся в зависимости от величины ионного радиуса, валентности и координационного числа катионов, которые входят в структуру кристалла. Они увеличиваются при возрастании валентности и координационного числа и при уменьшении ионного радиуса.

Анализ результатов детальных петрографических, кристаллофизических, акустических и микроструктурных исследований природных объектов и экспериментальных данных по искусственным материалам позволил выделить четыре основных генетических типа анизотропии упругих свойств — напряженного состояния, петроструктурный, петроструктурно-деформационный и хрупко-деформационный.

Анизотропия напряженного состояния возникает в массивах горных пород под действием литостатического давления или тектонических сил, а в образцах горных пород и руд появляется при экспериментах, моделирующих одностороннее либо неравномерное всестороннее давление. Эксперименты доказали, что совершенно изотропный материал, испытывающий ориентированное в одном направлении механическое воз-

действие, приобретает искусственно вызванную анизотропию, которая в пределах упругих деформаций будет существовать только на период приложения нагрузки и исчезнет при ее снятии. Поле напряжений группы симметрии шара в сочетании с симметрией среды любой группы не изменит симметрии последней, т.е. какой бы анизотропией не обладали порода или минерал до приложения деформирующего усилия, абсолютная величина и направление анизотропии ни в процессе воздействия, ни после его снятия не изменятся. В условиях земной коры тектонические силы действуют в направлениях, определяемых особенностями геотектонического развития данной территории. Они иногда совпадают с направлением действия литостатического давления, но чаще ориентированы наклонно или горизонтально по отношению к дневной поверхности. Суммарный эффект литостатических и тектонических напряжений приводит к тому, что часто в вертикальном направлении величина напряжений в 3—20 раз меньше, чем в горизонтальном или наклонном [23].

Петроструктурная анизотропия отражает первичные сингенетические условия формирования горных пород и руд. Она делится на два подтипа: минеральную и трещинно-поровую. Минеральная анизотропия связана исключительно с ориентировкой минералов, составляющих горные породы и руды, а трещинно-поровая — обусловлена расположением в породе сингенетических пор и трещин. С момента образования минеральные тела имеют определенные упругие свойства. Они могут быть изотропными или характеризоваться анизотропией различной контрастности. Наиболее распространены в природе следующие группы симметрии упругих свойств: поперечно-изотропная, моноклиная и изотропная, которые отражают текстурные и структурные особенности пород и руд.

В осадочных образованиях макро- и микрослоистость обычно характеризуется упорядоченным расположением минеральных частиц и заключенных между ними пустот (пор и трещин). Наибольшее распространение имеют две группы упругой симметрии: поперечно-изотропная и моноклиная. В первой группе упругие свойства в плоскости напластования равны во всех направлениях, а в перпендикулярном — существенно отличаются. Для моноклиной группы типичны линейный узор на диаграммах скоростей упругих волн, осевая симметрия и отсутствие плоскостных ориентировок.

В магматических породах явление анизотропии упругих свойств обусловлено наличием флюидалности, ориентированными системами порокапилляров, закономерным расположением вкрапленников, микровключений, а также степенью упорядоченности кристаллической структуры основной массы. В этих образованиях устанавливаются все группы симметрии от сферической до триклиной, но наиболее распространены, как и в осадочных породах, поперечно-изотропная и моноклиная. Особенность петроструктурного типа анизотропии — почти полное соответствие по пространственной ориентировке минерального и трещинно-порового подтипов.

Петроструктурно-деформационная анизотропия наблюдается в породах и рудах, испытавших пластические деформации. Она связана

почти исключительно с ориентировкой минералов, которая являлась равновесной с локальным полем напряжений. При этом минеральные зерна располагаются таким образом, чтобы вектор, характеризующийся максимальным значением модулей упругости, был ориентирован вдоль направления минимального сжатия. Соответственно с осью максимального сжатия будут совпадать те направления в зернах минералов, в которых величины модулей упругости будут минимальны. Эта закономерность справедлива для любых минеральных агрегатов и объясняет их поведение в поле напряжений. Прежде всего таким образом ориентируются анизотропные минералы. Значительную роль в переориентировке зерен минералов играли поровые и гидротермальные воды, способствовавшие диспергированию твердой фазы и повышению пластичности пород и руд при динамотермальном метаморфизме.

Хрупко-деформационная анизотропия появляется в твердых телах при тектонических воздействиях, приводящих к нарушению их сплошности (рассланцевание, микротрещиноватость, брекчирование и т.д.). Эти процессы особенно широко распространены в верхних горизонтах земной коры. Их течению способствуют невысокие температуры (менее  $20^{\circ}\text{C}$ ), низкое литостатическое давление и большие скорости деформаций. Поднимающиеся к дневной поверхности блоки глубинных образований испытывают "кессонный эффект", выражающийся в том, что релаксация напряжений в них происходит путем развития трещиноватости и брекчирования высоконапряженных прочных пород и руд. Этот тип деформаций не приводит к изменению пространственной ориентировки минеральных агрегатов. В природных условиях редко встречаются породы, которые имеют свойства какого-либо одного из отмеченных типов. Обычно наблюдаются всевозможные сочетания типов и подтипов упругой анизотропии. Так, петроструктурно-деформационный тип часто включает в себе элементы хрупко-деформационного. В породах наряду с пластическими деформациями развиваются катаклаз, хрупкое разрушение, различные виды кливажа и микрорассланцевание.

Петроструктурный тип анизотропии характеризует только сингенетичные условия формирования пород и руд и отделение его от хрупко-деформационного и петроструктурно-деформационного можно осуществить только путем привлечения петрографических и других петрофизических данных. Это вызвано тем, что в области петрофизики, как и вообще в геологии, явления конвергентности признаков широко распространены. Прежде чем производить интерпретацию результатов лабораторного изучения образцов, необходимо выяснить, относится ли исследуемая порода к деформированным или недеформированным образованиям. Для этого нужно ознакомиться с данными микроскопического изучения, учесть определения других физико-механических свойств, провести микроструктурные наблюдения. Одних сведений по упругой анизотропии недостаточно для отнесения породы или руды к петроструктурному и деформационным типам.

Ультразвуковой структурный анализ пород и руд осуществляется при помощи импульсного ультразвукового метода. Скорости упругих волн определяются следующими приемами: прямым прозвучиванием, профилированием, многократных отражений, критических углов и прозвучивания под углом  $45^\circ$ . Существует пять способов экспериментального определения анизотропии упругих свойств: геометрических форм, сечений, шара, сферических сегментов и плоскопараллельной пластинки.

Способ геометрических форм заключается в том, что из образца изготавливается изометричная фигура в форме куба, ромбододекаэдра, пентагондододекаэдра и др. Затем путем прямого ультразвукового просвечивания определяют скорости продольных и поперечных волн. По полученным данным оценивают анизотропию, либо непосредственно построив индикатрису, либо рассчитав упругие постоянные.

Способ сечений позволяет выявлять анизотропию при помощи продольного профилирования. Для этих целей берется крупный блок породы. Он разрезается на серию разноориентированных сечений. На каждой плоскости в различных направлениях проводится ультразвуковое профилирование, в результате которого определяются скорости продольных и поверхностных волн. Данные всех сечений наносятся на любую круговую диаграмму, что позволяет определить анизотропию исследуемого образца породы или руды.

Способ шара предназначен для изучения пространственного распределения скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн. Он разработан чешскими исследователями В. Бабушкой и З. Просом [31] и заключается в следующем. Образец изготавливается в форме шара диаметром 50 мм, на который наклеиваются муфты, закрепляющие его на измерительной головке. Шар может плавно вращаться в любом направлении. В применяемой установке имеются соосные датчики упругих колебаний (излучатель и приемник) с вогнутой формой контактной поверхности, с их помощью получают надежный акустический контакт с образцом. В конструкции прибора предусмотрена возможность проводить исследования при различных всесторонних давлениях.

Способ сферических сегментов позволяет выявить форму индикатрисы скоростей продольных и поперечных волн и построить  $Q$ -эллипсоид. Исследования проводятся на ориентированных плоскопараллельных пластинках толщиной 0,5–1 см и площадью более  $4 \text{ см}^2$ . К пластинке с обеих сторон приклеиваются с помощью эпоксидной смолы шаровые сегменты, изготовленные из высокоупругих сталей. В склеенном состоянии сегменты и пластинка образуют шар диаметром 2–4 см. На выпуклой поверхности каждого сегмента имеется от 9 до 17, в зависимости от необходимой степени детальности, площадок диаметром 0,5 см. Площадки площадок перпендикулярны к диаметру склеенного шара, и каждой площадке верхнего сегмента соответствует симметричная и строго параллельная площадка нижнего сегмента. Площадки пронумерованы, и на их периферии сделаны насечки двух взаимно перпендикулярных осей (широтной и

меридиональной). Кроме того, в нижней части сегментов имеются по две узкие пластинки для дополнительного крепления образца. Изготовленный таким образом шар исследуется на ультразвуковых установках типа УЗИС-ЛЭТИ. Определяются для всех направлений, фиксированных отмеченными выше площадками, скорости продольной и двух сдвиговых волн. По полученным данным строятся индикатрисы скоростей различных типов упругих волн и  $Q$ -эллипсоид.

Способ плоскопараллельной пластинки – наиболее простое и экспрессное средство выявления объемной анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн. Он заключается в том, что на пластинках толщиной 0,5–5 см и диаметром 5–15 см определяют индикатрису скоростей продольных волн с помощью импульсных ультразвуковых установок (типа ИПА, ИКЛ, Р5-5 и др.) и специальной приставки [35]. Приставка представляет собой жесткую раму, на которой смонтированы горизонтальный и вертикальный компараторы. На платформе горизонтального компаратора укреплен столик, в центре которого имеется отверстие. С нижней стороны платформы под отверстием закреплен патрон с датчиком. Второй датчик крепится с помощью специального поршневого устройства на измерительном стержне вертикального компаратора. При эксперименте пластинка породы помещается на предметный столик. Затем датчик со специальным наконечником для получения точечного источника излучения или приема ультразвуковых колебаний, расположенный во ввинчивающемся патроне под платформой, приводится в соприкосновение с нижней плоскостью пластинки. Верхний датчик, так же с наконечником, при помощи маховичка плавно опускается на поверхность пластинки. Устройство приставки позволяет помещать верхний датчик в любую точку на поверхности пластинки. В результате последовательного прозвучивания образца получают данные о значениях скоростей продольных волн во всех направлениях и, нанеся их на сетку В. Шмидта, определяют индикатрису упругих волн.

### ПОГРЕШНОСТИ В ОПРЕДЕЛЕНИИ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ

Погрешности в оценке упругой анизотропии в принятой методике исследований зависят от точности определения дирекционных значений скоростей волн, которая, в свою очередь, обусловлена ошибками в отсчете времени прохождения упругой волны через образец и в измерении его линейных размеров. В большинстве методических руководств [3, 35, 41] дана оценка точности лабораторного определения скоростей импульсным методом либо при соосном прямом ультразвуковом прозвучивании, либо при профилировании и не рассмотрена точность получаемых скоростей при несоосном прозвучивании. Поэтому на данном вопросе в дальнейшем остановимся подробнее. Для большинства горных пород и руд, чтобы получить 1%-ную относительную погрешность в значениях скоростей упругих волн при работе на аппаратуре, использующей частоты мегагерцевого диапазона, необходимо помимо соблюдения технических требований к подготовке образцов (достаточная степень шлифовки, параллельность

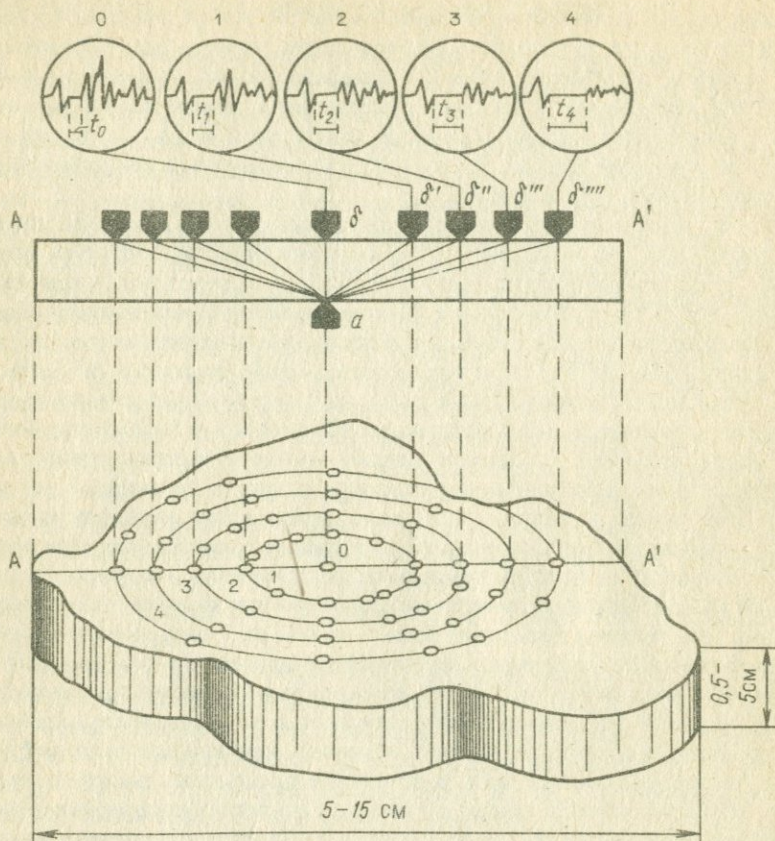


Рис. 4. Схема расположения датчиков при определении индикатрисы  $V_p$  на плоскопараллельных пластинках:

$a$  – излучатель;  $b$  – приемник; 0, 1, 2, 3, 4 и  $t_0, t_1, t_2, t_3, t_4$  – различные положения приемника и соответствующие им времена первого вступления ультразвуковой волны;  $A-A'$  – линия профиля

плоскостей и др.) учитывать их линейные размеры. Так, при прямом соосном прозвучивании длина образца должна быть больше 0,5 см, а при профилировании – 8–12 см.

Несоосное прозвучивание применяется при определении индикатрисы скоростей продольных волн на плоскопараллельных пластинках. В данном способе экспериментальные погрешности заключаются в том, что по мере перемещения верхнего датчика по пластинке возрастает расстояние между верхним и нижним датчиками и увеличивается угловое отклонение от положения соосности (рис. 4). Идентичными условия опыта будут только тогда, когда мы будем проводить измерения в пределах каждого отдель-

но взятого круга на верхней поверхности пластинки (на рис. 4 это круги 1, 2, 3 и т.д.). В связи с этим и погрешности определения скоростей волн для каждого круга будут разными. На их величину влияет несколько факторов. Прежде всего по мере удаления от источника излучения амплитуда упругих колебаний ( $U$ ) экспоненциально убывает по закону

$$U = U_0 e^{-ax}, \quad (28)$$

где  $U_0$  — амплитуда в месте входа упругой волны в среду;  $x$  — расстояние, на которое убывает амплитуда;  $a$  — коэффициент поглощения, который для большинства твердых тел линейно возрастает при увеличении частоты волн. В данном случае по мере перемещения верхнего датчика от центральных кругов к периферийным происходит резкое (многократное) уменьшение амплитуды продольной волны.

Другие факторы — угловое отклонение от соосности в периферических зонах образца, а также необходимость применения наконечников. Все эти операции приводят к еще большему, чем простое увеличение расстояния между датчиками, падению величины амплитуды и крутизны фронта первого вступления продольной волны. В итоге оператор совершает два типа ошибок. Первый тип ошибок носит систематический характер. Для разных кругов ошибки могут быть как с плюсом, так и с минусом. Какой-либо закономерности (нарастание или убывание) в их поведении при переходе от центральных кругов к периферическим не устанавливается. Второй тип ошибок связан с разными условиями опыта в каждом круге. Как правило, эти ошибки закономерно увеличиваются в направлении внешних кругов. Основная причина подобного тренда — выполаживание фронта первого вступления продольной волны (рис. 4), что затрудняет точное фиксирование времени прихода волны. В значительной мере второй тип ошибок зависит от квалификации и индивидуальных качеств исследователя. Учесть их можно только путем сопоставления данных контрольных измерений на эталонных образцах. Суммарная погрешность измерения на аппаратуре типа ИКЛ, Р5-5 с разработанной приставкой [35] составляет 3–5% при тщательной работе оператора.

Опыт исследовательских экспериментальных работ показал, что избежать ошибок второго типа чисто техническим способом часто не удастся. В результате получаются диаграммы, на которых контрастно выделяются целые круги с аномальными (высокими или низкими) значениями скоростей волн. Особенно отчетливо это видно на диаграммах, составленных для пластинок из изотропных материалов (плексиглас, стекло и т.д.). Для уменьшения величины ошибки используются наиболее распространенные приемы математической статистики, позволяющие преобразовать искаженную индикатрису в истинную. Сущность и правомерность подобных преобразований заключается в следующем. Будем считать, что измерения скоростей упругих волн в каждом круге представляют собой совершенно автономный эксперимент. Ошибки в этом случае будут включать погрешности, связанные с разрешающей способностью аппаратуры, и искажения, вызванные индивидуальными качествами исследователя. Послед-

ние будут постоянными для всех измерений данного круга. Чтобы от них избавиться или по крайней мере уменьшить их величину, нужно перейти от абсолютных значений скоростей к относительным характеристикам, которые и будут коэффициентами анизотропии. В дальнейшем, сопоставляя данные коэффициенты различных кругов на общей диаграмме, получим индикатрису величин анизотропии скоростей продольных волн, которая будет подобна индикатресе абсолютных значений этих же волн.

Переход от абсолютных значений к коэффициентам анизотропии помимо методических удобств (получение более достоверной формы индикатрисы) имеет и важное прикладное значение. Можно оценивать значения анизотропии различных типов пород и руд с существенно отличающимися скоростями упругих волн, выделять максимумы и минимумы и сопоставлять полученные данные с величинами анизотропии других петрофизических и руднофизических свойств. Для обоснования правомерности перехода от абсолютных к относительным величинам, характеризующим упругие свойства среды, были проведены специальные методические исследования. Они состояли из двух серий опытных работ. Цель одной серии — показать, что индикатреса коэффициентов анизотропии совершенно подобна индикатресе абсолютных значений скоростей продольных волн, а другой — разработка приемов, позволяющих исправить искаженные погрешностями второго типа диаграммы упругой анизотропии.

С этой целью были выбраны образцы пород и руд, различающихся по анизотропии скоростей продольных волн. Они были изучены несколькими способами (геометрических форм, сечений и плоскопараллельной пластинки) квалифицированным специалистом-оператором. Полученные результаты были использованы для построения круговых диаграмм абсолютных значений скоростей, а также для расчета различных вариантов коэффициентов анизотропии и построения для каждого варианта отдельной индикатрисы. Сопоставление обоих типов диаграмм (абсолютных и относительных значений) показало их полную идентичность относительно формы индикатрисы независимо от способа, которым мы рассчитывали коэффициенты анизотропии (рис. 5).

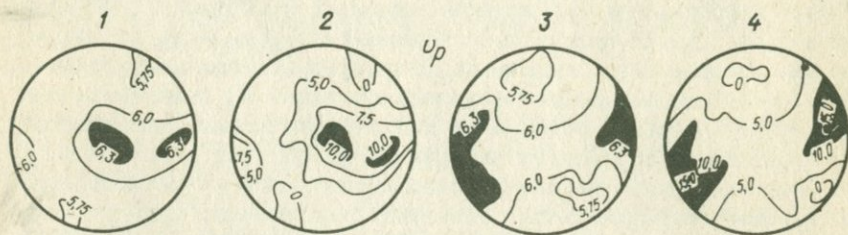


Рис. 5. Индикатрисы скоростей (1, 3) и коэффициенты анизотропии (2, 4) продольных ультразвуковых волн. Сетка В. Шмидта, верхняя полусфера.

Изолинии скоростей волн: 5,75–6–6,3 км/с. Изолинии значений коэффициента анизотропии: 0–5–7,5–10–15%. Месторождение Оутокумпу (Финляндия): 1, 2 – кварцит; 3, 4 – серпентинит

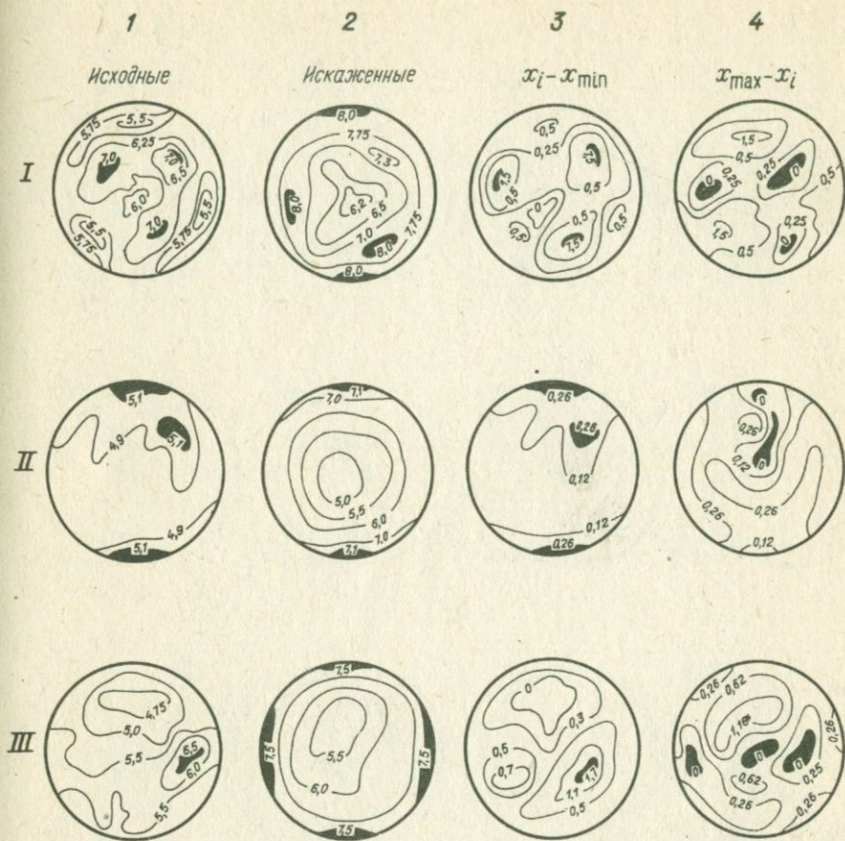


Рис. 6. Индикатрисы скоростей исходные (1) и искаженные (2) и коэффициенты анизотропии (3–12) скоростей продольных ультразвуковых волн.

Значения скоростей волн на диаграммах 1, 2, 3, 4, 5 даны в км/с, коэффициентов анизотропии на диаграммах 6, 7, 8 – в процентах, а на диаграммах 3, 4, 5 – в относительных величинах.

I – искусственный кристалл кварца; II – порфирит (Риддер-Сокольное месторождение, Рудный Алтай); III – кварц из жилы (Тишинское месторождение, Рудный Алтай)

В дальнейшем эталонные (истинные) круговые диаграммы скоростей волн были специально сильно искажены. В них были внесены погрешности второго типа, приведшие к тому, что различия в значениях скоростей между соседними кругами составляли около 10% и в целом для диаграммы достигали 50% (рис. 6). Затем, используя 10 наиболее распространенных в математической статистике приемов расчета относительных характеристик, мы попытались из искаженных диаграмм получить индикатрисы, приближающиеся по форме к исходным (истинным). Анализ полученных материалов показал, что в большинстве случаев улучшить диаграмму,

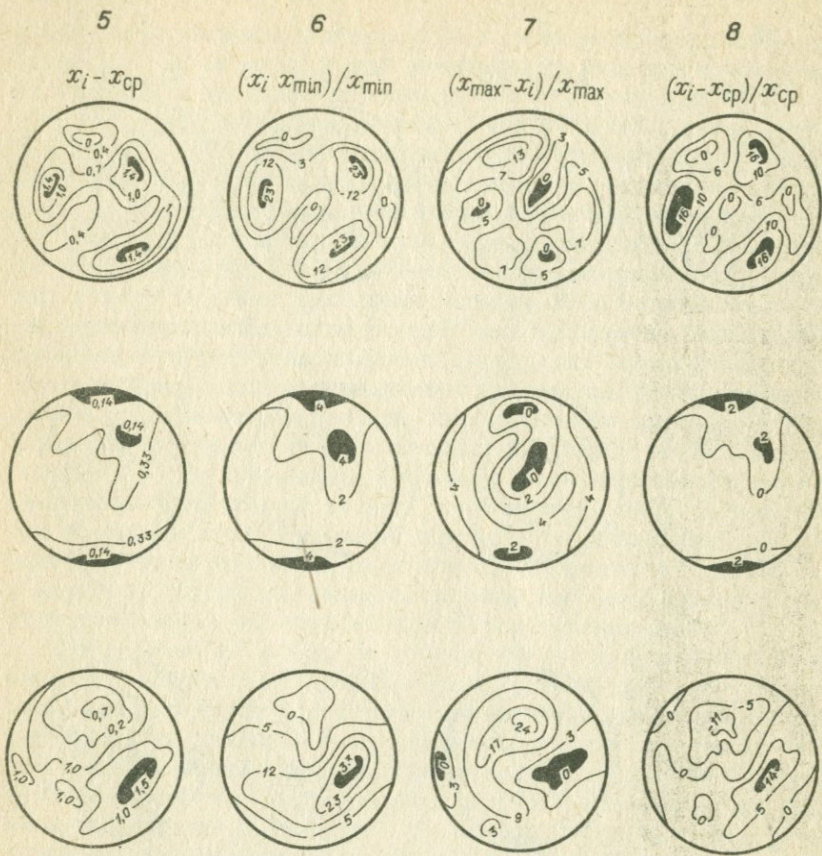


Рис. 6. Продолжение

содержащую погрешности второго типа, можно. Выявились также случаи, когда этого сделать нельзя. Для наших расчетов использовались следующие данные: конкретная абсолютная величина скорости в данном направлении ( $x_i$ ), минимальная скорость как для отдельного круга ( $x_{\min}$ ), так и для всей диаграммы ( $x'_{\min}$ ), максимальная скорость для круга ( $x_{\max}$ ) и для диаграммы ( $x'_{\max}$ ), средняя скорость ( $x_{\text{cp}}$ ) и дисперсия ( $S$ ). Затем для расчетов были выбраны следующие соотношения: 1)  $x_i - x_{\min}$ , 2)  $x_{\max} - x_i$ , 3)  $x_i - x_{\text{cp}}$ , 4)  $(x_i - x_{\min}) 100/x_{\min}$ , 5)  $(x_{\max} - x_i) 100/x_{\max}$ , 6)  $(x_i - x_{\text{cp}})/S$ , 7)  $x_i/x_{\min}$ , 8)  $x_i/x_{\text{cp}}$ , 9)  $x_i/x_{\text{cp}}$ , 10)  $(x_i - x_{\text{cp}}) 100/x_{\text{cp}}$ .

Затем были взяты данные эталонных определений для шести наиболее различающихся по форме индикатрисы скоростей продольных волн образцов (монокристалл искусственного кварца, андезито-базальтового порфирифта, кварцевого агрегата из жилы и плексигласа). Они были искажены. По заведомо неточным данным построены диаграммы абсолютных значе-

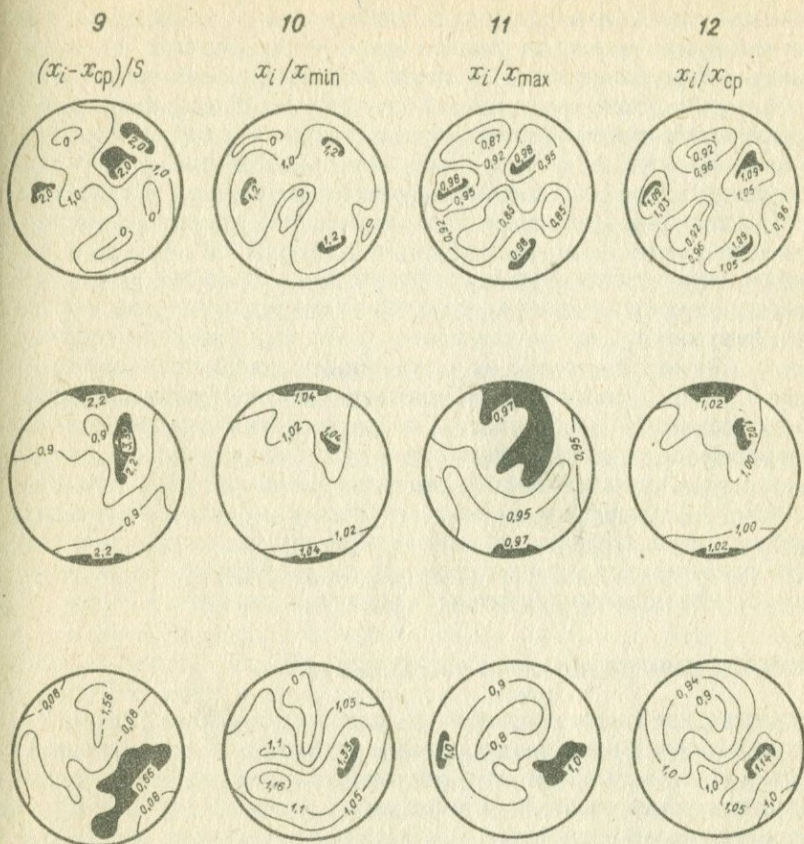


Рис. 6. Продолжение

ний скоростей и всех 10 коэффициентов анизотропии. В результате установлено, что в четырех случаях расчетным путем можно получить индикатрису, близкую по форме к исходной, а в двух — расчет недостаточен, необходимо проводить дополнительные замеры на образцах. В случае изотропного материала (плексиглас), каким бы способом мы ни строили индикатрису, в результате всегда получаем шар, если используется любая из отмеченных выше коэффициентов. Их применение позволит избежать ошибки второго типа в определении абсолютных значений скоростей, поскольку на диаграммах абсолютных величин будем получать одноосный эллипсоид (либо удлиненный, либо приплюснутый).

В анизотропных средах наиболее эффективно применение коэффициента, рассчитываемого по формуле:

$$k = (x_i - x_{\min}) 100/x_{\min} \quad (29)$$

В получаемых при помощи данного коэффициента формы индикатрисы от истинной будут заметно отличаться только в двух случаях: 1) максимумы или минимумы скоростей в исследованных сечениях имеют удлинненную форму и ориентированы перпендикулярно к положению кругов; 2) по морфологии они полностью совпадают с позицией кругов. В первом случае внешние максимумы будут смещаться на некоторый угол по нормали к центру диаграммы. Смещение будет тем больше, чем значительнее величина удлиненного минимума, пересекающего несколько кругов. В резко анизотропных породах оно может достигать  $25^\circ$ . Исправить подобную неточность можно путем построения двух диаграмм на пластинках, несколько различающихся по пространственному положению, а также чисто графическим путем, смещая максимумы к периферийным участкам диаграммы. Во втором случае на исправленных диаграммах получается узор анизотропии, аналогичный наблюдаемому для изотропных материалов. Коэффициент "к" здесь для всех точек измерения будет равен нулю. Для корректировки подобных диаграмм нужно либо, так же как и в предыдущем случае, исследовать дополнительное сечение образца, либо провести точные измерения в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Полученные таким образом материалы позволят определить пространственную ориентировку и форму индикатрисы коэффициентов анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн с точностью до 3%.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Восстановление палеотектонических полей напряжения осуществляется тектонофизическим, микроструктурным и петрофизическим методами.

Тектонофизический метод заключается в определении пространственного положения главных (нормальных и касательных) осей палеотектонических полей напряжения по сопряженным системам трещин скалывания, положения трещин отрыва, пльчатости, формам складок и другим структурным элементам [8]. Сопряженность трещин скалывания определяется по следующим признакам: слиянию, взаимному пересечению, противоположности направлений (знаков) смещения, постоянству угла между трещинами при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространенности и связи со структурой района и идентичному однообразному минеральному заполнению. Все перечисленные признаки неоднозначны, и в последние годы они были существенно дополнены О.И. Гуценко [11] и П.Н. Николаевым [25]. О.И. Гуценко предложил графический метод определения сопряженности по совокупности смещений вдоль поверхностей разломов. Этому условию будут удовлетворять две сопряженные трещины, которые имеют общую кинематическую плоскость. Из трещин, имеющих ту же плоскость, что и данная, сопряженной считается трещина, у которой вектор смещения совпадает с касательной к следу плоскости и направление смещения противоположно исходному замеру.

П.Н. Николаев установил, что разброс сопряженных систем трещин на диаграммах симметричен, а направление разброса однозначно коррелиру-

ется с направлением действия главных нормальных напряжений. Если он направлен к плоскости симметрии, то главное нормальное напряжение растяжения ориентировано вдоль нее. Если же разброс направлен от плоскости, то вдоль нее будет ориентировано нормальное напряжение сжатия. Чаще всего для сопряженных трещин характерна устойчивость морфологических и кинематических характеристик в пределах однородных по геологическому строению блоков пород или отдельных фрагментов крупных региональных структур. При наличии двух одновременно возникших трещин (или систем сколов) скалывания ориентировка осей главных нормальных напряжений определится следующим образом: для минимального ( $\sigma_3$ ) — биссектрисой острого угла между трещинами, для максимального ( $\sigma_1$ ) — биссектрисой тупого угла и для среднего ( $\sigma_2$ ) — линией пересечения трещин. Трещины отрыва всегда располагаются перпендикулярно к оси наибольшего растягивающего усилия.

По элементам залегания складок также можно реконструировать положение осей напряжения. Для этого в полевых условиях необходимо установить механизм их формирования. Наиболее распространены в природе два типа изгиба: продольный и поперечный. В складках продольного изгиба поле напряжений имеет следующую ориентировку: ось  $\sigma_3$  действует в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости,  $\sigma_2$  совпадает с положением шарнира, а  $\sigma_1$  перпендикулярна к обеим ( $\sigma_3$  и  $\sigma_2$ ) осям. В складках поперечного изгиба оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  располагаются в вертикальной плоскости ( $\sigma_3$  вертикальна, а  $\sigma_1$  горизонтальна), перпендикулярной к шарниру, а ось  $\sigma_2$  совпадает с шарниром.

Микроструктурный метод использует для выявления палеонапряженного состояния в горных породах и рудах сведения о кристаллографических ориентировках минералов. Наиболее детально он разработан и описан для образований, содержащих в достаточных количествах кальцит и кварц [36]. Менее распространен анализ баритовых тектонитов [26], который основан на свойстве барита в условиях ориентированной внешней нагрузки ( $P$ ) образовывать плоскости двойникования, закономерно развивающиеся относительно деформирующего усилия. Эти плоскости располагаются под острым углом, близким к  $45^\circ$  к направлению  $P$  и сгруппированы в два симметричных максимума.

Важный способ реконструкции полей напряжения — исследование микродеформационных признаков в кварцсодержащих породах. К ним относятся волнистое погасание и деформационные ламелли [37, 45]. Последние представляют собой узкие (около 2 мкм) плоскостные или лентообразные микроструктуры. Экспериментально показано, что ламелли наклонены под углами  $45-55^\circ$  к оси растяжения. Они образовались в результате сдвиговых деформаций в плоскостях, параллельных грани (001) кристалла кварца. Восстановление ориентировок главных нормальных осей напряжений производится тремя способами, разработанными Е.К. Хансенom, Н.Л. Боргом, Н.Л. Картером, М. Фридменом и К.Б. Рэлеem [37, 45]: сопряженных ламеллей, стрелок и переориентировки оптических осей. Во всех способах используются данные статистических замеров полюсов ламеллей и оптических осей зерен кварца. Это дает возможность обоснованно реконструировать палеотектонический режим.

Петрофизический метод базируется на реконструкции палеотектонических обстановок по физико-механическим свойствам пород и руд. Наиболее разработан ультразвуковой структурный анализ, позволяющий выявлять пространственную ориентировку индикатрис упругих волн, которая, в свою очередь, закономерно связана с существующими или существовавшими полями напряжений. Используя свойства рассмотренных ранее генетических типов упругой анизотропии, можно реконструировать палеотектонические режимы образования или преобразования пород и руд. Современные тектонические поля определяются путем исследования упругих свойств в природной обстановке (карьер, скважина, шахта) и после извлечения образцов пород и руд в лабораторных условиях [17, 23]. Наблюдаемая разница в анизотропии упругих волн в массиве и на образцах позволяет судить об интенсивностях и направлениях существующих полей напряжения. В направлениях действия максимальных сжимающих усилий скорости в массиве будут выше, чем в извлеченном образце, и больше значений скоростей в направлениях растяжения в массиве.

Петроструктурная, петроструктурно-деформационная и хрупко-деформационная анизотропии упругих свойств формируются под воздействием палеотектонических полей напряжений. Анизотропия связана со степенью упорядоченности в ориентировке минеральных зерен и с системами макроскопической, микроскопической и субмикроскопической трещиноватости. Породы и руды, образовавшиеся в условиях равномерного гидростатического давления, в большинстве случаев упруго-изотропны. Анизотропия в них может появиться позже под влиянием динамометаморфических процессов. Учитывая сложную полигенно-полихронную природу как самой структуры породы, так и связанной с ней упругой анизотропии, целесообразно было бы рассмотреть основные группы индикатрис продольных ультразвуковых волн и возможные модели геодинамических обстановок, приведших к их формированию. Однако таких групп слишком много, поскольку каждый геологический процесс приводит к образованию целой гаммы структурных модификаций в породах и рудах. Даже в рамках одной серии образований, например осадочной, в настоящее время трудно дать исчерпывающую характеристику всех типов и подтипов индикатрис. Это связано с большим разнообразием условий формирования как на стадии собственно седиментогенеза, так и тесно с ним связанного диагенетического преобразования осадка. Поэтому на раннем этапе интерпретации полученных данных о составе и структуре породы и ее упругой индикатрисе отвлечемся от генетических вопросов и рассмотрим формы индикатрис, обусловленных трещиноватостью различных масштабных уровней (микро- и субмикроскопического размера) и разной степенью упорядоченности в ориентировке пороодо- и рудообразующих минералов.

Упругая анизотропия, вызванная трещиноватостью, обусловлена тем, что скорость упругой волны при пересечении микротрещин и пор уменьшается и тем заметнее, чем большее число трещин и под большим углом встретится на ее пути. Экспериментально можно оценить роль

трещиноватости в создании общей анизотропии породы в том случае, когда развитые в ней трещины имеют форму и размеры, позволяющие насытить их жидкостями, т.е. составляющими эффективную пористость. В этом случае образец исследуют в двух состояниях: абсолютно сухом и максимально насыщенном. Поскольку трещиноватость и пористость всегда понижают скорости продольных волн, то на диаграмме насыщенного образца скорости будут выше, чем на диаграмме сухого, или по крайней мере равны. Вычитая из первой диаграммы вторую, получаем новую диаграмму, где нашла отражение анизотропия упругих волн, обусловленная исключительно ориентировкой микротрещиноватости. На этой диаграмме максимумы приращений скоростей коррелируются с направлением перпендикуляров к плоскостям систем микротрещин. Наиболее распространены три варианта ориентировок микротрещин: беспорядочная, плоскостная и линейная. Для первого варианта на диаграмме приращений скоростей упругая индикатриса имеет форму шара, во втором случае — плоского эллипсоида и в третьем — форму веретена или удлиненного эллипсоида вращения. Если в породе развиты две или больше систем микротрещин, то на диаграмме получаем сложную индикатрису с несколькими максимумами и минимумами. В дальнейшем описанный тип нарушений сплошности будем называть микротрещиноватым, отделяя от более мелкой субмикроскопической трещиноватости.

По объему субмикроскопическую трещиноватость и пористость можно оценить вычитанием из общей (абсолютной) пористости эффективной. Однако выявить ее пространственную ориентировку экспериментально очень сложно, а с учетом потребности в экспрессности анализов и нецелесообразно. Поэтому используют косвенные способы, основанные на сопоставлении петрофизических и микроструктурных диаграмм. Например, в кварцосодержащих породах к субмикроскопическим трещинам относятся деформационные ламелли. Имея для этих пород диаграмму с приращениями скоростей продольных волн и полюсов деформационных ламеллей, можем оценить степень совпадения в ориентировке микро- и субмикроскопических систем трещиноватости. В деформированных породах часто ориентировка трещин обоих рангов размерности одинакова. Установление на ранних стадиях исследования подобного факта существенно облегчает дальнейший структурный анализ рудных объектов. Геодинамическая интерпретация трещин обоих рангов схожа. Отличия между ними заключаются только в том, что микротрещины имеют размеры, превышающие зернистость основной массы мелко- и тонкозернистых пород, а субмикроскопические трещины в этих же образованиях не выходят за пределы отдельных зерен породо- и рудообразующих минералов и статистически с ними сопоставимы (длины их десятки — сотни микрометров).

Анализ и сопоставление данных лабораторных и полевых исследований макро-, микро- и субмикроскопических систем трещин, возникших в результате одного палеотектонического поля напряжений, показали их полную идентичность в пространственной ориентировке (рис. 7). В связи с этим для интерпретации вполне применимы положения, разработанные

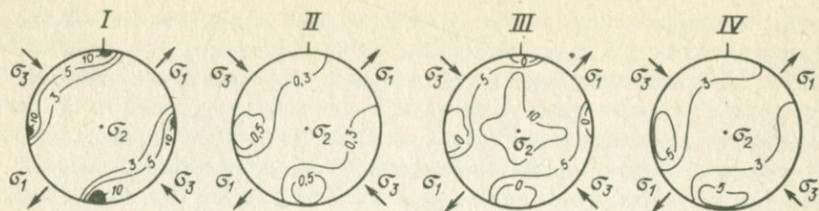


Рис. 7. Палеотектонические поля напряжений, восстановленные по сопряженным системам сколов. Сетка В. Шмидта, верхняя полусфера.

Главные нормальные напряжения:  $\sigma_1$  – максимальные,  $\sigma_3$  – минимальные и  $\sigma_2$  – промежуточные.

*I* – макротрещиноватость, 150 трещин, изолинии 3–5–10%; *II–III* – микротрещиноватость: *II* – разностная диаграмма ( $\Delta v_p$ ), 48 точек измерения, изолинии: 0,3–0,5 км/с; *III* – диаграмма коэффициента анизотропии  $v_p$ , 48 точек измерения, изолинии: 0–5–10%; *IV* – субмикроскопическая трещиноватость (деформационные ламелли), 52 ламелли, изолинии: 3–5%

М.В. Гзовским, О.И. Гущенко и П.Н. Николаевым [8, 11, 25], о сопряженных системах сколовых нарушений и об использовании их для реконструкции палеотектонических режимов деформирования. Во всех случаях направление максимального сжатия будет совпадать с биссектрисой острого угла между сопряженными сколами; среднее напряжение будет действовать вдоль линии пересечения, а максимальное – ориентировано по биссектрисе тупого угла. На петрофизических диаграммах, так же как и на диаграммах трещиноватости, выявляются симметричные максимумы (приращений скоростей продольных волн) или минимумы (коэффициентов анизотропии), каждый из которых, в свою очередь, имеет асимметричное строение (см. рис. 7). Подобное явление, согласно исследованиям П.Н. Николаева [25], объясняется: 1) длительным процессом трещинообразования, которое изменяет ориентировку и величину напряженного состояния деформируемого тела и, как следствие, изменяет угол скалывания; 2) природой разрушения, имеющей статический характер; 3) результатом нарушения сплошности тела, приводящим к восстановлению нарушенного литостатического состояния. Процесс будет продолжаться в определенном интервале скалывающих напряжений при возрастающем по величине к конечным его фазам угле скалывания. Следовательно, в условиях длительного воздействия однородного поля напряжений на горные породы трещины начинают образовываться при минимальных для данного типа образований углах скалывания и конкретных условиях деформирования. Этот процесс завершается появлением разрывов, возникших при несколько больших углах. Образовавшийся разброс в положении трещин будет направлен от оси относительного сжатия в сторону оси растяжения.

Упругая анизотропия, вызванная ориентировкой породо- и рудообразующих минералов, широко распространена в природе. Она отмечается в осадочных, магматических и метаморфических породах

и во всех случаях определяется степень упорядоченности слагающих их минеральных агрегатов. Природа ориентированных текстур и структур часто вызвана господствующим в той или иной зоне термодинамическим режимом формирования или преобразования пород и руд. Ведущую роль в этих процессах играют гидропластический, кливажный и метаморфический механизмы пластического течения, установленные Е.И. Паталахой [27].

В масштабах образца (10×10×10 см) типичным элементарным структурным узором будет система параллельных плоскостей, в пределах которых располагаются две ортогонально ориентированные друг относительно друга системы линейности. Плоскости представляют собой либо кливаж (в понимании Е.И. Паталахи), либо флюиальность магматических тел, либо поверхности гидропластического течения. Системы линейности соответствуют положению осей  $a$  и  $b$  структурных координат, ориентированных следующим образом относительно микроскладок течения:  $a$  — перпендикуляр к шарниру складки, расположенный в осевой плоскости,  $b$  — шарнир и  $c$  — перпендикуляр к осевой плоскости (рис. 8). На диаграммах коэффициентов анизотропии скоростей продольных волн направление оси  $c$  фиксируется линейным минимумом, плоскость  $ab$  — поясом повышенных значений коэффициентов, ось  $a$  — основным максимумом и ось  $b$  — дополнительным максимумом, который не всегда проявляется отчетливо. Описанной картине распределения коэффициентов анизотропии соответствует модель поля напряжений, в которой сжатие направлено по оси  $c$ , растяжение по  $a$  и среднее напряжение ориентировано вдоль оси  $b$ .

Таким образом, намечаются два основных типа индикатрис параметров упругой анизотропии. Первый тип связан с системами разномасштабной трещиноватости, а второй — отражает элементы структуры твердых тел, сформировавшиеся в результате сдвигового дискретно-ламинарного течения. Для первого типа характерно наличие двух симметричных минимумов коэффициентов анизотропии, имеющих асимметричное строение. Второй тип представлен одним, четко выраженным минимумом и поясом повышенных значений коэффициента, в пределах которого располагается один либо два максимума. Он всегда ассоциирует с первичными или вто-

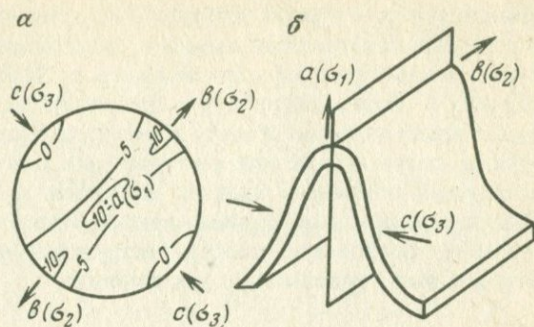


Рис. 8. Индикатриса коэффициентов анизотропии скоростей продольных волн (в %), положение осей структурных координат  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и палеотектонических полей напряжения ( $\sigma_2$ ,  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ) в образцах (а) деформированных пород и руд и в складках (б) зон пластического течения

ричными структурами течения. Мы рассмотрели контрастные типы. В реальных объектах они часто встречаются вместе, значительно усложняя форму индикатрис упругих параметров. Чтобы оценить вклад каждого фактора в общую анизотропию исследуемого материала, необходимо на всех стадиях изучения объекта привлекать данные детальных микроструктурных, петрографических и петрофизических исследований. Полученные результаты объемного анализа наносятся на разрезы, планы, схемы и блок-диаграммы; тесно увязываются с особенностями геологического строения; проводятся палеореконструкции; выделяются этапы и стадии формирования рудовмещающих структур.

## ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

### ХАРАКТЕРИСТИЧЕСКАЯ ТЕМПЕРАТУРА ДЕБАЯ – ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ, ПОРОД И РУД

В настоящее время в результате широкого использования современной ультразвуковой аппаратуры стало возможно с высокой точностью рассчитывать температуру Дебая минералов и горных пород, что позволяет охарактеризовать количественно геологические процессы, которые изучались ранее только описательными методами. Понятие характеристической температуры было впервые введено немецким физиком Паулем Дебаем для выражения связи между теплоемкостью многоатомного твердого тела и его коэффициентами упругости:

$$(C_v)_{T \rightarrow 0} = 77,938 \cdot 3R(T/\theta)^3, \quad (30)$$

где  $C$  — теплоемкость вещества при постоянном объеме;  $R$  — газовая постоянная;  $T$  — абсолютная температура;  $\theta$  — характеристическая температура Дебая. Полученная таким образом характеристика оказалась константой для конкретного вещества, определяемой максимальной частотой в спектре колебаний твердого тела:

$$\theta = h\nu_{\max}/k, \quad (31)$$

где  $h$  — постоянная Планка;  $k$  — постоянная Больцмана;  $\nu_{\max}$  — максимальная частота колебаний твердого тела.

Температура Дебая — важнейший параметр вещества, отражающий устойчивость его структуры, прочность связей между отдельными ее элементами, наличие в ней дефектов (дислокаций в кристаллической структуре минеральных зерен, пор, микротрещин) и их густоту. В соответствии с этим закономерно, что изменение внешних условий становления горной породы, так же как и любое событие ее дальнейшей геологической истории, приведшее к необратимым преобразованиям структуры, должно вызывать и изменение характеристической температуры Дебая. Расчет ее можно производить на основе данных о следующих свойствах твердого тела: плотности ( $\rho$ ), скоростях продольных ( $v_p$ ) и поперечных

$(v_{s1}, v_{s2})$  ультразвуковых волн, средней относительной атомной массе  $(M/P - \text{относительная молекулярная масса, деленная на число атомов в молекуле}) - \text{по формуле}$

$$\theta = \frac{h}{k} \left( \frac{9 \rho NP}{4 \pi M} \right)^{\frac{1}{3}} \left( \frac{1}{v_p^3} + \frac{1}{v_{s1}^3} + \frac{1}{v_{s2}^3} \right)^{-\frac{1}{3}}, \quad (32)$$

где  $3N$  — число степеней свободы  $N$  дискретных точечных масс. Выражение (32) приводится к виду

$$\theta = 1,3 \left( \frac{\rho}{M/P} \right)^{\frac{1}{3}} v_m, \quad \text{где } v_m = \left[ \frac{1}{3} \left( \frac{1}{v_p^3} + \frac{2}{v_s^3} \right) \right]^{-\frac{1}{3}} \quad (33)$$

(при  $v_{s1} = v_{s2}$ ),

а в случае силикатных минералов и горных пород ( $M/P = 21$ )

$$\theta = 90,2 \rho^{\frac{1}{3}} v_m. \quad (34)$$

Формула (34) была использована для расчета температур Дебая 38 пластинок, вырезанных из искусственных кристаллов кварца и более 1000 образцов горных пород и руд колчеданных рудных полей и месторождений Южного Урала (Ащебутакское и Блявинское рудные поля), Рудного Алтая (Тишинское, Николаевское, Лениногорское рудные поля, месторождения Шубинское, Гуслияковское, Чекмарь, Габриэлевское, Старковское, Стрежанское, Восточно-Старковское рудопроявление), Карелии (Парандовское месторождение) и Японии (месторождение Увамуки), метаморфических пород Сутамского района (Становой хребет) и Кольского полуострова. Анализ полученных экспериментальных данных позволил наметить геологические задачи, для решения которых наряду с другими методами был использован расчет температур Дебая [13].

Зависимость температуры Дебая кристаллов кварца от давления кварцеобразования. В качестве исходного материала исследования были использованы кристаллы кварца, синтезированные в лабораторных условиях из содовых растворов одного и того же состава при постоянной температуре, несколько превышающей 300 °С, одном и том же темпе роста и давлениях от 37,5 до 90 МПа. Из каждого кристалла были выпилены плоскопараллельные пластины, ориентированные перпендикулярно к оси  $z$  кристаллов. В пластинах определялись скорости продольных и поперечных ультразвуковых волн и плотности минерала. Полученные данные затем использовались для расчета температуры Дебая кристаллов кварца. В табл. 2 приведены результаты исследования. Они свидетельствуют о существовании зависимости между температурой Дебая и давлением кварцеобразования. При изменении давления от 37,5 до 90 МПа температура уменьшается от 619 до 598–586 К. Установленное экспериментом уменьшение на 4 % температуры Дебая кристаллов, выращенных при более высоких давлениях, свидетельствует об ослаблении связей меж-

Физико-механические свойства и температуры Дебая ( $\theta$ )  
искусственных кристаллов кварца\*

№ образца	Скорость упругих волн, км/с				$\theta, k$	Давление (условия роста), МПа
	$v_p$	$v_{s_1}$	$v_{s_2}$	$v_m$		
1	6,10	4,66	4,62	4,97	619	37,5
2	6,20	4,64	4,48	4,91	612	58,0
3	6,36	4,63	4,60	4,99	623	65,0
4	6,48	4,60	4,41	4,89	610	65,0
5	6,40	4,62	4,50	4,94	616	65,0
6	6,30	4,56	4,46	4,88	608	67,5
7	6,30	4,54	4,40	4,84	603	70,0
8	6,40	4,51	4,38	4,83	602	70,0
9	6,18	4,52	4,36	4,80	598	90,0
10	6,20	4,50	4,17	4,70	586	90,0

\*Значения  $\rho$  для образцов 1, 2, 4–10 – 2,64, 3 – 2,65 г/см<sup>3</sup>.

ду элементами их кристаллической решетки. Причиной этого, вероятно, является увеличение плотности дислокаций (возрастание блочности структуры), которые в значительной мере определяют физико-механические свойства кристаллов.

Использование температур Дебая при изучении фаций вулканогенных пород. При фациальном анализе древних вулканических комплексов обычно выделяются гиповулканическая, субвулканическая, жерловая и эффузивная группы фаций, породы которых различаются глубиной образования и в связи с этим термодинамическими условиями формирования. Подобное обстоятельство определяет не только своеобразие условий залегания, текстурно-структурных и других признаков, но и различие физико-механических свойств пород этих групп фаций [35]. Это относится и к температуре Дебая. Как показали расчеты температурного параметра для вулканогенных пород кислого состава Николаевского рудного поля, липаритовые порфиры субвулканических тел и соответствующие им эффузивно-экструзивные породы того же состава образуют две группы, резко различающиеся по значениям  $\theta$  (рис. 9). В большинстве случаев (75 %) величина этого показателя для липаритовых порфиров эффузивной группы фаций составляет 300–380 К (в среднем 366 К), в то время как их субвулканическим аналогам отвечают значения 390–450 К (среднее 407 К, т.е. на 11 % выше).

Подобное соотношение температур Дебая пород кислого состава этих фаций установлено и для других рудных полей и месторождений (рис. 10); у субвулканических разностей значения  $\theta$  выше, а превышение составляет от 1 % (Тишинское рудное поле) до 13 % (Шубинское месторождение) и даже 18 % (Гусялковское месторождение). Как следует из графика на

рис. 10, подобная зависимость сохраняется и для пород основного состава. Субвулканические образования базальтового и андезито-базальтового составов характеризуются значениями  $\theta$  на 4–11% более высокими, чем соответствующие им эффузивы. В пределах каждого из изученных рудных объектов химические и минеральные составы анализируемых субвулканических пород и их эффузивных аналогов весьма близки; сформировались они близодновременно и имеют одинаковую историю дальнейшего геологического развития. Поэтому установленные различия в температурах Дебая обусловлены тонкими особенностями их структуры (различная степень раскристаллизации, величина минеральных зерен, прочность связей между ними, число пор, миндалины и т.д.), а в конечном счете отличиями в условиях формирования пород.

В пределах каждого вулканического комплекса намечается закономерное изменение  $\theta$  в ряду: субвулканические липаритовые порфириды – эффузивно-экструзивные липаритовые порфиры – субвулканические базальтовые порфириды – эффузивные базальтовые порфириды. Во всех случаях крайние члены ряда имеют контрастные значения  $\theta$ , но амплитуда изменений этого параметра для разных рудных полей и месторождений неодинакова. Так, для Блявинского и Лениногорского рудных полей, относящихся к числу слабдеформированных, она составляет соответственно 74 и 62 К; для среднедеформированного Николаевского рудного поля эта величина уменьшается до 47 К, а для сильнодеформированного Тишинского рудного поля она минимальна (26 К) (см. рис. 12). Таким образом, устанавливается тенденция к нивелированию значений  $\theta$  вулканогенных пород различных фаций и составов при возрастании интенсивности их динамотермальной метаморфогенной переработки. Подобная тенденция изменения наблюдается и для различных физико-механических свойств пород и руд (пористость, модуль Юнга и т.д.), испытавших метаморфогенные преобразования [35].

Изучение околорудных гидротермально-метасоматически

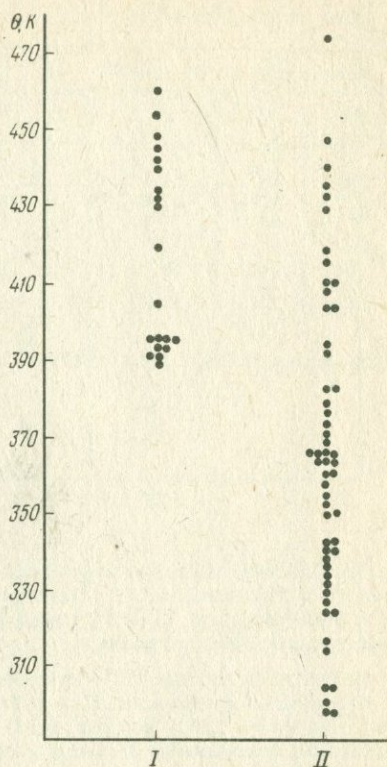


Рис. 9. Соотношение температур Дебая субвулканических (I) и эффузивно-экструзивных (II) липаритовых порфирей Николаевского рудного поля

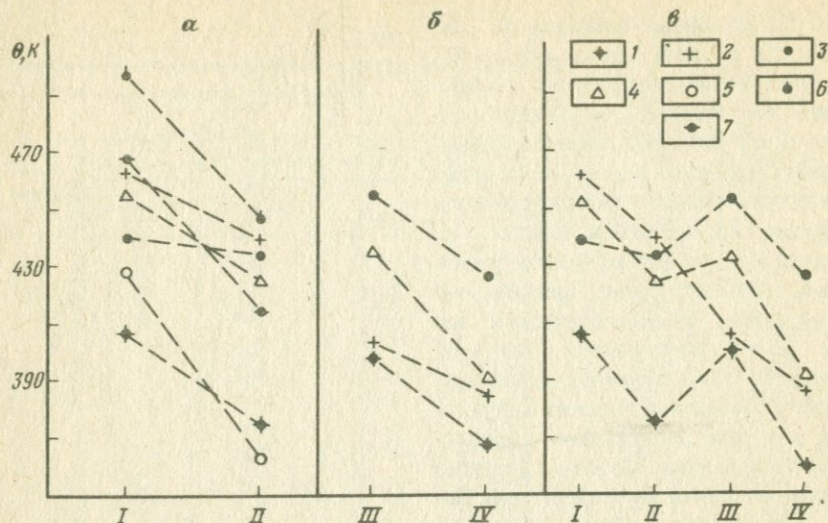


Рис. 10. Соотношение температур Дебая пород различных фаций и составов рудных полей (1 – Николаевского, 2 – Блявинского, 3 – Тишинского, 4 – Ленингорского) и месторождений (5 – Гуслияковского, 6 – Стрежанского, 7 – Шубинского) Рудного Алтая и Южного Урала.

*a* – липаритовых порфиров: I – субвулканических, II – эффузивно-экструзивных; *b* – базальтовых порфиритов: III – субвулканических, IV – эффузивных; *v* – изменение температур Дебая пород в ряду: субвулканические липаритовые порфиры – эффузивные липаритовые порфиры – субвулканические базальтовые порфириты – эффузивные базальтовые порфириты

Таблица 3

Изменение температур Дебая в процессе прерудных гидротермально-метасоматических преобразований

Месторождение и рудопроявления	Рудовмещающие породы	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Скорость упругих волн, км/с			
			$v_p$	$v_s$	$v_m$	$\theta$ , К
Ащебутакское	Андезитобазальтовые порфириты	2,76	5,56	2,80	3,15	399
		2,69	4,00	2,65	2,90	364
Одно из рудопроявлений Блявинского рудного поля	То же	2,74	5,30	3,83	4,13	522
		2,67	4,52	2,08	2,34	293
Шубинское	Базальтовые порфириты	2,76	6,45	3,33	3,73	472
		2,82	5,36	3,06	3,40	434
Чекмарь	Липаритовые порфиры	2,65	5,37	3,36	3,70	462
		2,69	5,06	3,13	3,45	433

Месторождение и рудопроявления	Рудовмещающие породы	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	Скорость упругих волн, км/с			
			$v_p$	$v_s$	$v_m$	$\theta$ , К
Стрежанское	Субвулканические липаритовые порфиры	2,67	5,35	3,35	3,69	462
		2,71	4,79	3,02	3,32	418
	Эффузивные дацитовые порфиры	2,68	5,28	3,61	3,94	493
		2,71	5,08	3,09	3,42	429

Примечание. В числителе даны значения, полученные при изучении неизменных пород, в знаменателе — сильноизмененных.

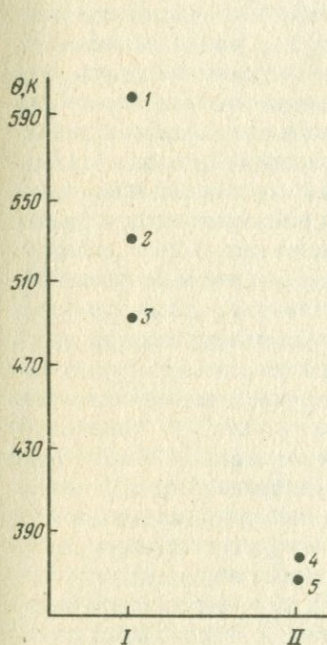


Рис. 11. Значение температур Дебая для пород гранулитового комплекса (I).

I — гранат-пироксеновой; 2 — сапфириносодержащей; 3 — дву-пироксен-плаггиоклазовой; при регрессивном метаморфизме амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации (II); 4 — биотит-плаггиоклазового кристаллического сланца; 5 — серицитизированного биотитового гнейса

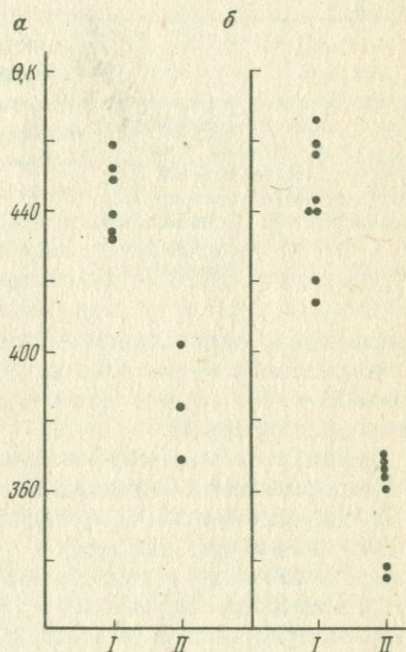


Рис. 12. Сравнение температур Дебая массивных (I) и рассланцованных (II) разностей гранат-биотитовых пород гранулитовой (а) и амфиболитовой (б) фаций метаморфизма

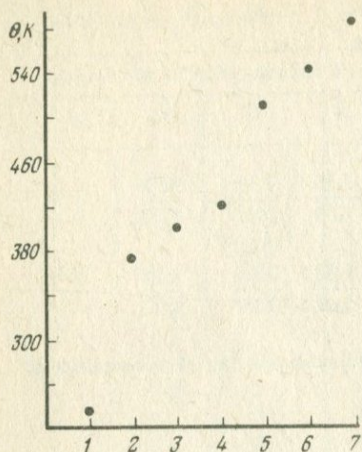


Рис. 13. Зависимость температур Дебая сплошных серноколчеданных руд от степени метаморфизма руд месторождений Увamuки (1), Николаевское (2), Тишинское (3), Стрежанское (4), Габриэлевское (5), Старковского (6), Парандовского (7)

измененных пород. Детальное исследование ореолов гидротермально-измененных пород было проведено в карьере Николаевского месторождения. Основная залежь располагается на склоне крупного экструзивного тела, и гидротермальные изменения затронули слагающие его липаритовые порфиры. Анализ данных в плане и разрезе показал, что значения температур Дебая минимальны в зоне, непосредственно примыкающей к рудному телу, и увеличиваются по мере удаления от него, достигая максимума в центральной части экструзии. Выявленная таким образом зональность полностью совпадает с установленными на месторождении внутренней, промежуточной и внешней зонами изменений пород, отражающими постепенное увеличение интенсивности гидротермально-метасоматического преобразования вмещающих пород по направлению к рудному телу. Определения  $\theta$  для различно измененных пород из месторождений Чекмарь, Шубинское, Николаевское,

Стрежанское и Ащебутакское показало, что во всех случаях прерудный гидротермальный метасоматоз приводит к снижению температур Дебая обычно на 6–13 %, причем оно тем значительнее, чем выше степень изменения породы (табл. 3).

Регионально-метаморфогенные преобразования. По материалам петрофизических исследований в районах центральной части Станового хребта установлено, что наиболее сильно метаморфизованные породы архейского возраста, относимые к гранулитовому (гранат-пироксеновые, сапфиринсодержащие и двупироксен-плаггиоклазовые образования) отличаются наивысшими значениями  $\theta$  (598–494 К). При регрессивном метаморфизме гранулитов в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в раннепротерозойский этап тектоно-магматической активизации были образованы биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и серицитизированные биотитовые гнейсы, которые характеризуются значительно более низкими (373–376 К) значениями температур Дебая (рис. 11).

Исследование рассланцованных пород, принадлежащих к беломорскому комплексу (Северная Карелия), показало, что они имеют значительно более низкие величины  $\theta$ , чем массивные разновидности (рис. 12). Снижение составило 26 % для гранат-биотитовых пород амфиболитовой фации и 15 % для образований того же состава эклогитового комплекса.

Изучение регионально-метаморфизованных серноколчедан-

ных руд, состоящих из пирита (90 % и более), халькопирита и сфалерита (2–5 %) и нерудных минералов (5–8 %), было проведено для месторождений СССР (Карелия, Рудный Алтай) и Японии. Расчет температуры Дебая производился по несколько преобразованной формуле (34). В ней параметр  $M/P = 40$ .

$$\theta = 73,48 \rho^{\frac{1}{3}} \cdot v_m. \quad (35)$$

В результате исследования установлена сильная зависимость от характера и степени метаморфогенного преобразования сплошных серноколчеданных руд (рис. 13). Наименьшие значения этого параметра (236 К) отвечают желтым рудам месторождения Увамуки (Япония), мелкозернистым, пористым, локализованным в слабодислоцированных толщах пород, претерпевших зеленокаменный метаморфизм и не затронутых региональным рассланцеванием. Более высокие величины  $\theta$  характерны для среднеметаморфизованных руд Николаевского (373 К), и особенно Тишинского и ряда других месторождений Рудного Алтая (403–543 К). Часто рудные тела смяты в складки, разлинзованы, залегают среди сильно дислоцированных и рассланцованных зеленокаменно-измененных пород, смятых иногда в шовные складки. Наиболее высокие значения  $\theta$  (587 К) имеют метаморфогенные руды Парандовского месторождения (Карелия), которые сосредоточены в крутопадающих уплощенных телах, приуроченных к толщам, метаморфизованным до амфиболитовой фации.

Таким образом, расчет температуры Дебая позволяет количественно оценить условия образования и преобразования пород и руд. Различаются фации вулканогенных образований. Гиповулканические и субвулканические породы разных составов характеризуются значительно более высокими величинами  $\theta$ , чем соответствующие им эффузивно-экструзивные образования. В процессе прерудного гидротермально-метасоматического преобразования пород происходит закономерное изменение температур Дебая. Во внутренних зонах метасоматических ореолов изменения пород наиболее интенсивны, значения  $\theta$  минимальны и возрастают по мере приближения к внешним зонам ореолов. Региональный метаморфизм также существенно меняет  $\theta$  пород. В областях развития зеленосланцевых комплексов вариации ее тесно связаны с интенсивностью динамометаморфических процессов. В слабометаморфизованных рудных полях различия в значениях  $\theta$  между породами разных фаций и составов максимальны и составляют 74–62 К; в среднеметаморфизованных они на 25–30 % меньше, а в интенсивно деформированных эта разница минимальна (не превышает 1 %). Абсолютная величина температур Дебая увеличивается по мере возрастания термодинамических условий метаморфизма от зеленосланцевой и амфиболитовой фаций к гранулитовой. Формирование кливажа и зон рассланцевания существенно понижает значения  $\theta$ . Динамотермальный метаморфизм руд приводит к резкому возрастанию их температуры Дебая. Так, для колчеданных массивных образований, преобразованных в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации метаморфизма, величина  $\theta$  возрастает от 236 до 587 К.

## ЭВОЛЮЦИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРЕДУРНЫХ И ИНТРАУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Современный облик рудовмещающих пород и их физико-механические свойства часто существенно отличаются от первых характеристик, наблюдавшихся на ранних стадиях формирования месторождений. Это вызвано активным воздействием как собственно рудных процессов, так и последовавшими за ними метаморфогенными преобразованиями. По характеру воздействия на первичные породы и особенностям структурных изменений в них все гидротермально-метасоматические процессы можно условно разделить на две основные группы. К первой группе относятся процессы, приводящие к существенным метасоматическим преобразованиям исходных пород, а ко второй — те из них, для которых типично пониженное взаимодействие гидротермальных растворов с минеральным каркасом породы и преимущественное отложение вторичных минералов в трещинно-поровом пространстве.

Первая группа процессов включает серицитизацию, хлоритизацию, альбитизацию, грейзенизацию, скарнирование, эпидотизацию, карбонатизацию и др. Для них характерны изоструктурный тип метасоматического замещения первичных минеральных компонентов вторичными на ранних стадиях гидротермального процесса и полная перестройка структуры породы на поздних. В соответствии со степенью преобразования пород происходит и эволюция физико-механических свойств. Схематически взаимосвязь между масштабом преобразований и свойствами породы можно представить в виде графика (рис. 14). Все кривые, изображенные на рисунке, определяются тремя характеристическими точками:

$M_1$ ,  $M_2$  и  $N_2$ .  $M_1$  представляет собой минимальное абсолютное значение физико-механического свойства, при котором может протекать исследуемый гидротермально-метасоматический процесс.  $M_2$  — величина свойства в момент окончания изоструктурного замещения первичных минералов вторичными.  $N_2$  — количественная (в % или в абс. массовых или объемных единицах) оценка степени замещения первичных минералов вторичными на момент окончания изоструктурного замещения. Кроме того, на диаграмме выделяются две дополнительные точки, характеризующие минимальное ( $a_{min}$ ) и максимальное ( $a_{max}$ ) значения физико-

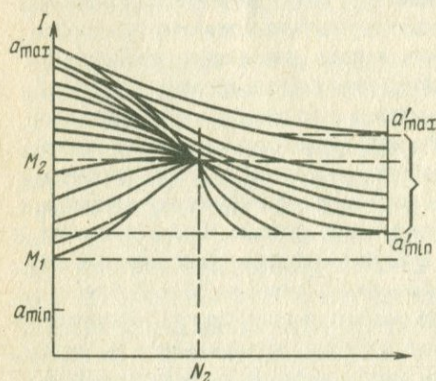


Рис. 14. Взаимосвязь пористости, параметров насыщения и проницаемости со степенью гидротермально-метасоматического преобразования пород для процессов первой группы

механического свойства в исходных породах.

Изображенные на графике кривые отражают эволюцию таких свойств, как пористость, параметры насыщения и проницаемость. В породах с низкими величинами этих параметров по мере развития метасоматического процесса будет происходить возрастание абсолютных значений свойств, которое прекратится, когда начнет меняться первичный каркас породы. С этого момента абсолютная величина данного свойства будет понижаться. В продуктах метасоматоза колебания физического параметра будут несколько меньшими, чем в исходных породах. На графике область вариаций ограничена точками  $a'_{\min}$  (минимальное значение) и  $a'_{\max}$  (максимальное значение). В породах с первично высокими величинами пористости или проницаемости, значительно большими, чем  $M_2$ , будем иметь только монотонно понижающуюся плавную кривую, выходящую в области сильно метасоматически преобразованных пород. Из анализа данных полевых и экспериментальных наблюдений выявляются некоторые общие свойства описанных кривых. Величины  $M_1$ ,  $M_2$  и  $N_2$  определяются типом гидротермально-метасоматического процесса и термодинамическими условиями его протекания. Их значения всегда понижаются при возрастании давления и температуры в гидротермальной системе.

Вторая группа объединяет процессы, протекающие без активного взаимодействия с вмещающими породами и приводящие к отложению вторичных минералов главным образом в трещинно-поровом пространстве. К ним относятся: окварцевание, сульфидизация, гематитизация, скаполитизация и некоторые другие. Важно отметить, что один и тот же процесс в зависимости от термодинамических условий, физико-химического состояния растворов и конкретного набора окружающих пород протекает в различных режимах (с активным метасоматозом или без него). Выделенная нами условно инертная группа процессов аналитически может быть охарактеризована выражением, аналогичным эмпирической формуле, описывающей процесс насыщения пород жидкостями:

$$M_i = M_{\text{лт}} + M_3, \quad M_3 = M_0(1 - e^{-u_i(t_i - t_k)}), \quad (36)$$

где  $M_i$  — величина заполнения трещинно-порового пространства вторичными минералами в момент времени  $t_i$ ; количество отложившегося минерального вещества при ламинарно-турбулентном течении гидротермального раствора через породу ( $M_{\text{лт}}$ ) и образовавшегося из раствора, заполнявшего поры и трещины в экспоненциальном режиме ( $M_0$  — общее количество вещества,  $M_3$  — количество вещества, отложившегося в момент времени  $t_i$ ;  $u_i$  — коэффициент, характеризующий интенсивность процесса отложения минерального вещества при насыщении пород растворами;  $t_k$  — время окончания процесса отложения вещества из раствора, фильтровавшегося через породу в ламинарно-турбулентном режиме).

В общем виде поток  $i$ -го компонента под действием градиента давления ( $I_i^p$ ) определяется выражением

$$I_i^p = K_{\text{пр}} \cdot C_i P / \eta, \quad (37)$$

где  $\eta$  — вязкость;  $C_i$  — концентрация компонента в растворе;  $P$  — давление;  $K_{\text{пр}}$  — коэффициент проницаемости, характеризующий среднюю проницаемость среды и зависящий не столько от эффективной пористости ( $\Pi'_{\text{эф}}$ ), сколько от размера пор и их морфологии [15]. Существенное значение имели только плоскощелевые микротрещины с эффективными радиусами ( $r_{\text{эф}}$ ) больше  $1 \cdot 10^{-3}$  см. Выражение (37) связывается с помощью коэффициента ( $K_M$ ), характеризующего интенсивность отложения минеральной массы из раствора, с величиной  $M_{\text{лт}}$ :

$$M_{\text{лт}} = I_i^P \cdot K_M = \frac{K_{\text{пр}} \cdot C_i \cdot P \cdot K_M}{\eta} \quad (38)$$

В соответствии с законами Дарси и Гагена—Пуазейля проницаемость среды для растворов ( $K_{\text{пр}}$ ) можно описать формулой

$$K_{\text{пр}} = \frac{\Pi'_{\text{эф}} \cdot r_{\text{эф}}}{8} = \frac{\eta l Q}{S \Delta P}, \quad (39)$$

где  $\Pi'_{\text{эф}}$  — проницаемая эффективная пористость;  $l$  — длина капиллярной системы;  $S$  — площадь сечения, через которое фильтруется раствор;  $Q$  — количество протекшего раствора. Вводим полученное значение  $K_{\text{пр}}$  в выражение (38). После небольших преобразований имеем

$$M_{\text{лт}} = \frac{\Pi'_{\text{эф}} r_{\text{эф}} C_i^P K_M}{\eta} \quad (40)$$

В окончательном виде процесс накопления вторичной минеральной массы в трещинно-поровом пространстве можно описать, объединив формулы (36) и (40):

$$M_i = \frac{\Pi'_{\text{эф}} \cdot r_{\text{эф}} \cdot C_i \cdot P \cdot K_M}{\eta} + M_0 (1 - e^{-u_i(t_i - t_k)}) \quad (41)$$

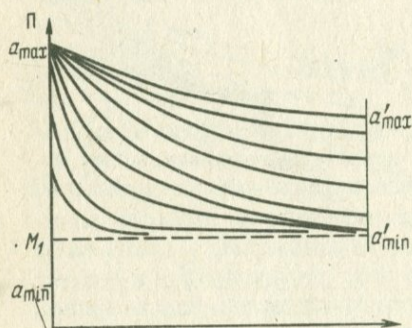


Рис. 15. Интенсивность заполнения трещинно-порового пространства ( $\Pi$ ) минеральным веществом при течении процессов второй группы

Таким образом, без учета физико-химических факторов накопление минеральной массы в породах будет контролироваться следующими параметрами: общим объемом трещин и пор, структурой порового пространства и минимальными величинами эффективной пористости и размеров пор и трещин, обеспечивающих при заданных термодинамических условиях фильтрацию гидротермального раствора. В общем виде

процесс заполнения пустотности пород вторичными минералами показан на рис. 15. Здесь характер кривых полностью определяется структурой порового пространства. Чем больше в породе крупных пор и микротрещин, тем интенсивнее будет протекать минералообразование в начальный момент. В большинстве случаев на гидротермальных низко- и среднетемпературных месторождениях рудный процесс происходил в породах с эффективной пористостью больше 1% и размерами пор и микротрещин крупнее  $1 \cdot 10^{-3}$  см.

Эволюция петроплотностных и упруго-прочностных свойств имеет обратную направленность по сравнению с поведением рассмотренных физических характеристик (пористость, проницаемость и параметры насыщения). При наложении на породы и руды процессов первой группы всегда происходит закономерное понижение плотности, упругости и прочности, а влияние процессов второй группы сказывается в увеличении абсолютных значений этих параметров [35].

### РУДНОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЛИГЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

При формировании полигенных рудных тел в них наряду с минеральной и геохимической образуется зональность в изменении физических свойств рудных агрегатов, которая иногда может служить действенным средством реконструкции режимов рудоотложения. Рассмотрим особенности руднофизической зональности колчеданных залежей Северного Кавказа, которые детально и разносторонне изучены различными методами и их генетическая природа достаточно надежно установлена [5, 34]. Все они являются осадочно-вулканогенными образованиями палеозойской эвгеосинклинали и включают выделенные В.И. Смирновым генетические типы руд: вулканогенно-осадочные, вулканогенно-метасоматические и комбинированные [34].

В разрезах полигенных комбинированных колчеданных залежей Северного Кавказа отмеченные типы руд, закономерно сочетаясь, образуют устойчивую рудногенетическую зональность. Обычно висячий бок залежей сложен сплошными медистыми и медисто-цинковистыми рудами с характерными текстурно-структурными особенностями седиментационно-диагенетического происхождения сульфидных масс. Центральная часть разреза и лежащий бок представлены комбинированными колчеданными рудами, возникшими в результате синрудной гидротермальной переработки осадочных сульфидных агрегатов. В лежащем боку к сплошным рудам примыкают секущие штокверковые зоны прожилково-вкрапленного колчеданного оруденения в подрудных метасоматитах. Наиболее полно такая зональность устанавливается в центральных разрезах залежей: Главной Урупской, Главной и Промежуточной Худесского месторождения, Быковской, Власенчихинской и Бескесской. В направлении от висячего бока к лежащему происходит последовательная смена медно-цинковых руд медными, а затем и серноколчеданными.

Выделенные генетические разности колчеданных руд характеризуются набором типоморфных текстурных, структурных и минералогических

признаков, хорошо заметных в неизменных рудах (Худесское месторождение), но конвергирующих в разной степени в результате эпигенетических метаморфогенных преобразований (Быковское, Урупское, Бескесское месторождения). Более устойчивы довольно часто типоморфные показатели физических параметров минералов и их агрегатов. Для того чтобы выяснить степень корреляции рудно- и минералофизических и геологических показателей зональности, были изучены осевые сечения Главной Худесской, Быковской и Первомайской залежей. По данным минералогического картирования эти сечения имеют максимальную изменчивость показателей по мощности рудных тел и разнообразный набор генетических типов руд.

В слабометаморфизованных рудах Худесской залежи скорости продольных ( $v_p$ ) и поперечных ( $v_s$ ) волн закономерно уменьшаются вниз по разрезу соответственно от 6,53 и 4,59 до 4,86 и 3,34 км/с. Аналогичная направленность сохраняется в разрезе Быковской залежи, где скорости волн уменьшаются от 6,29 ( $v_p$ ) и 4,58 км/с ( $v_s$ ) до соответственно 3,93 и 3,91 км/с (рис. 16, 17). Равномерный характер изменения скоростей в разрезе Быковской залежи несколько искажается в ее кровле, что связано с пострудным тектоническим нарушением контакта и окварцевани-

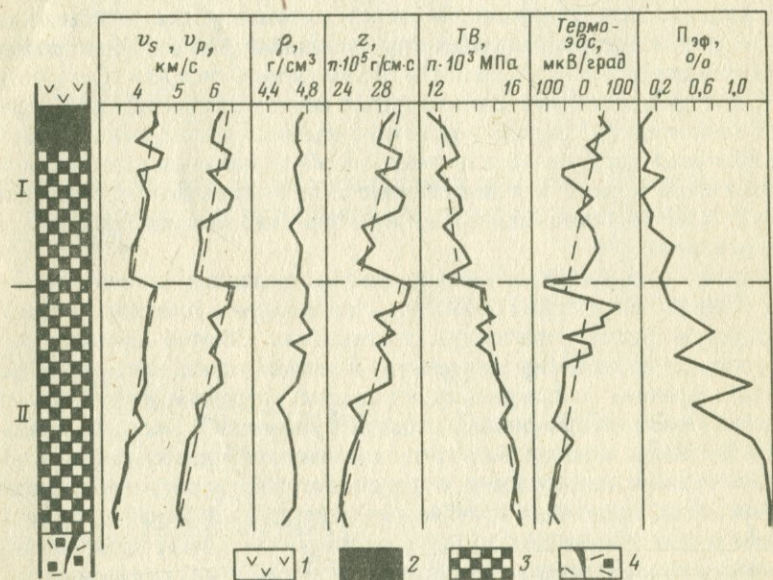


Рис. 16. Графики изменения физических свойств колчеданных руд в осевом сечении Главной залежи Худесского месторождения.

1 – спилиты надрудной толщи; руды: 2 – вулканогенно-осадочные, 3 – комбинированные автобластические, 4 – метасоматические штокверковой зоны;  $v_p$  и  $v_s$  – скорости продольных и поперечных ультразвуковых волн (км/с);  $Z$  – акустическая жесткость ( $\cdot 10^5$  г/(см·с)), горизонтальная пунктирная линия – граница сдвигания в разрезе стратиформных тел I и II

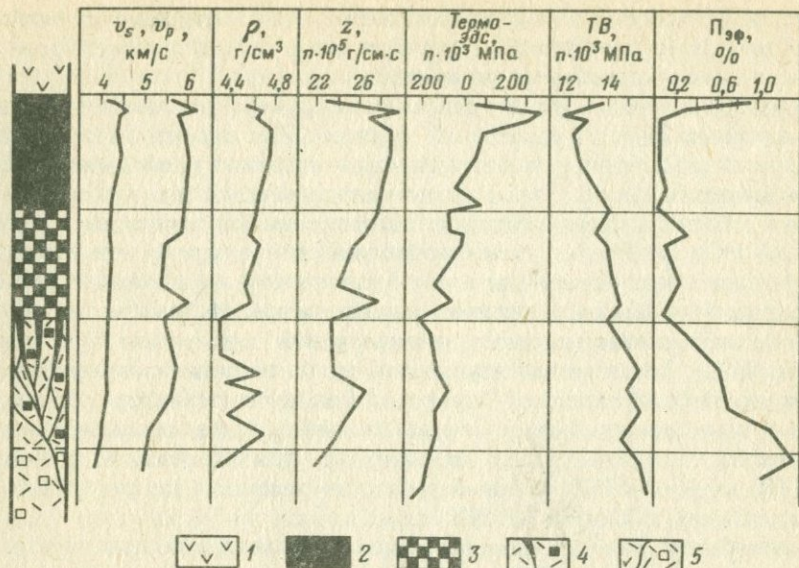


Рис. 17. Графики изменения физических параметров колчеданных руд в осевом сечении Быковской залежи.

1 – андезиты; руды: 2 – вулканогенно-осадочные, 3 – комбинированные, 4 – метасоматические штокверковой зоны; 5 – сульфидизированные метасоматиты

ем руд. В разрезе Худесской залежи выявляется резкий скачок в значениях скоростей в основании верхней половины (примерно в центральной части) при сохранении общей направленности изменений. Граница резкого изменения скорости совпадает со стратиграфическим уровнем сдваивания сложной стратиформной линзы, к которой и относится данная залежь. На восточном фланге и в центре она расщепляется на два стратиформных параллельных тела, но в исследованном осевом сечении представлена однородным разрезом сплошных руд. Важно отметить, что уровень сдваивания здесь, по геологическим данным, практически не проявляется, а физические показатели руд (упругие свойства, твердость, термоздр) его фиксируют четко и однозначно. Существование двух смежных по вертикали рудных линз Главной Худесской залежи, располагающихся на одной корневой зоне, объясняется двухритмовым формированием этой залежи.

Плотность в разрезе Худесской залежи также закономерно изменяется. В направлении от висячего бока к лежащему она уменьшается от 4,82 до 4,55 г/см<sup>3</sup>, что вызвано увеличением степени син- и эпигенетических хрупких деформаций пиритного базиса руд в нижних частях тела. Эту особенность в строении руд подтверждают и показатели пористости, которая возрастает от 0,02 (висячий бок) до 2,12% (лежащий бок). Еще более контрастно общую направленность в изменении свойств от кровли к почве залежи выявляет график эволюции величин акустической жест-

кости ( $z$ ). Значения этого параметра в вертикальном направлении понижаются от  $31,3 \cdot 10^5$  до  $23,2 \cdot 10^5$  г/(см·с) и резко меняются в зоне границы между отмеченными двумя ритмами.

В сечении сплошных руд Быковской залежи акустическая жесткость уменьшается от  $29,8 \cdot 10^5$  до  $23,1 \cdot 10^5$  г/(см·с). Для залежей Быковской и Худесской характерна тесная корреляция с термоэлектрическими свойствами базисного пирита. Термоэдр вулканогенно-осадочных руд висячего бока обычно характеризуются положительными значениями (до  $+340$  мкВ/°С), постепенно уменьшающимися вниз по разрезу и переходящих в отрицательные величины в автобластическом пирите комбинированных руд. Отрицательные значения термоэдра и электронный тип проводимости свойственны пиритам штокверковой зоны (от  $-110$  до  $-272$  мкВ/°С). Эти изменения находятся в соответствии с вариациями морфогенетических разностей пирита, для которых термоэдр — типоморфная характеристика. Микротвердость пирита базиса сплошных руд закономерно возрастает вниз по разрезу, для Худесской залежи от  $11\ 750$  до  $16\ 200$  МПа, а для более метаморфизованных руд Быковской залежи от  $12\ 800$  до  $16\ 320$  МПа.

Первомайская залежь Урупской группы месторождений характеризуется отсутствием подрудной корневой зоны и предполагаемым горизонтальным поступлением рудного вещества в бассейн седиментации. Здесь наблюдается несколько параллельных пластовых тел сплошных руд, перемежающихся с горизонтами кремнисто-карбонатных туффитов и туффов кислого состава. Рудные тела занимают согласное положение с общим залеганием пород и параллельное складчатым структурам вулканитов. Несмотря на зеленокаменные перерождения рудовмещающей толщи, для сплошных руд типичны исключительно тонкозернистая структура и массивная, слоистая, реже диагенетически-брекчиевая текстуры. В рудах широко распространены тонкодисперсный гель-пирит и тонкозернистый диагенетический пирит. Кроме того, постоянно отмечаются первичные колломорфные структуры, фрамбоидальный пирит и протомарказитовые структуры. Геологическая позиция оруденения и структурно-текстурные особенности руд позволяют отнести их к осадочно-диагенетическим образованиям вулканогенно-осадочного рудогенеза.

В разрезе залежи практически отсутствуют закономерные изменения физических параметров руд. Скорости продольных волн варьируют в пределах  $4,95-6,15$  км/с, а поперечных  $3,78-4,63$  км/с. Широкий разброс значений вызван неоднородностью состава руд и присутствием в них заметных количеств ( $17-21\%$ ) карбонатного и кремнистого материала. Эта же причина обусловила и значительные колебания плотностей руд ( $4,02-4,77$  г/см<sup>3</sup>), а также значений акустической жесткости ( $19,2-27,3 \times 10^5$  г/(см·с)). На гистограммах твердости пирита отчетливо выделяются два пика со значениями  $9850-11\ 450$  и  $12\ 500-14\ 720$  МПа. Первый соответствует осадочно-диагенетическим дисульфидам железа, а второй — их метаморфизованным разностям. Термоэлектрические свойства базисного пиритового агрегата характеризуются главным образом дырочным типом проводимости и отчасти смешанным дырочно-электронным. Показатель

суммарной термоэкс обнаруживает общую тенденцию к уменьшению дырочной проводимости вниз по разрезу. Физические свойства руд Первомайской залежи близки к аналогичным параметрам вулканогенно-осадочных руд всякого бока Худесской и Быковской залежей, а значительные вариации их упругих характеристик и плотности связаны с неоднородностями минерального состава и строения осадочных руд.

Зональное распределение генетических типов руд в полигенных залежах соответствует изменению физических параметров руд и их основного компонента — пирита. Постепенный переход одного типа руд в другой в залежах Худесского и Быковского месторождений отчетливо коррелируется с характером изменений скоростей ультразвуковых волн, плотности, акустической жесткости, термоэкс, твердости и пористости. Такая закономерность создает предпосылку для установления типоморфизма физических параметров руд и минералов. Существует прямая зависимость между твердостью и термоэкс базисного пирита колчеданных руд, его генетической принадлежностью и степенью метаморфизма. Вполне естественно, что эти же параметры одновременно будут типоморфными и для руд, в которых развит данный пирит. Анализ упругих и плотностных характеристик точно зафиксированных генетических типов руд Худесского, Быковского, Первомайского, Урупского, Водораздельного и Бескесского месторождений показал, что каждому типу руд присущи определенные значения физических параметров.

Плотность в сплошных осадочных рудах изменяется в широком интервале значений от 3,3 до 5 г/см<sup>3</sup>, имея четкий максимум 4,4–4,6 г/см<sup>3</sup>. Понижение ее связано с присутствием в рудах гемогенно-осадочного кремнистого и карбонатного материала, терригенной и пирокластической примеси. Комбинированные руды, сложенные на 93–98 % агрегатом автобластического пирита, имеют минимальный разброс (4,2–5 г/см<sup>3</sup>) показателей и максимальную среднюю плотность (4,6–4,8 г/см<sup>3</sup>). Смещение максимума в область низких показателей плотности обусловлено высокой хрупкостью пирита и значительной микро- и макротрещиноватостью основной массы. В гидротермально-метасоматических рудах (Скалистое и Даутское месторождения) плотность — весьма неустойчивый показатель, поскольку она варьирует в широких пределах (3–4,7 г/см<sup>3</sup>) и целиком зависит от соотношения сульфидной и силикатной компонент.

Скорости ультразвуковых волн в сплошных вулканогенно-осадочных и комбинированных рудах хотя и укладываются в близкие по величинам интервалы, но обнаруживают разные значения пиков гистограмм. В вулканогенно-осадочных рудах наиболее часто встречающиеся величины скоростей поперечных волн 3,6–4,6 км/с, пик гистограммы приходится на значения 4,4–4,6 км/с. Скорости продольных волн находятся в интервале 4,5–7,3 км/с при максимуме 5,5–6,5 км/с. Эти данные близки к показателям вулканогенно-осадочных руд неметаморфизованных или малометаморфизованных месторождений Южного Урала (Блявинское) и Японии (Учинотаи) [35]. Для комбинированных руд интервал разброса скоростей поперечных волн больше (3,4–4,8 км/с, максимум 4–4,2 км/с), а продольных волн меньше (4,5–7,1 км/с, максимум 5–6,5 км/с), чем колеба-

ния подобных характеристик в осадочных рудах. Абсолютные величины упругих параметров понижаются при возрастании в составе руд примеси нерудного материала и при разных деформационных преобразованиях (катаклаз, син- и эпигенетическое дробление и брекчирование).

Физические свойства колчеданных руд (упругость, плотность, твердость, термоэздс) закономерно изменяются в разрезах полигенных комбинированных залежей и характеризуют скрытую зональность рудных тел. Значения физических параметров типоморфны и соответствуют определенным генетическим типам сульфидных образований. Они чутко реагируют на изменение состава и степени метаморфизма колчеданных руд. Поскольку физические свойства отражают скрытую зональность залежей, они могут быть использованы для выявления режима формирования (цикличность, ритмичность и т. д.) генетически сложных рудных тел.

### ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Аномальные содержания рудных элементов и их спутников во вмещающих породах вокруг рудных тел или месторождений, имеющие с ними тесные пространственно-временные связи, составляют первичные геохимические ореолы [1]. На их формирование наряду с физико-химическими параметрами минерализованных растворов существенное влияние оказывали физические и механические свойства горных пород. Это влияние проявлялось в различных формах, зависящих от генетических типов рудной минерализации и конкретных геолого-структурных условий рудообразования. В самом общем виде можно выделить два типа аномалий: сингенетичный и эпигенетичный. Первый формируется синхронно с вмещающими породами, а второй представляет собой более позднее наложенное образование. В связи с этим характер взаимосвязи физико-механических свойств пород и заключенных в них ореолов будет кардинально различаться. В первом случае свойства среды будут индикаторами условий породо-, ореоло- и рудообразования, а во втором они будут представлять собой ведущий фактор контроля рудной минерализации. В настоящем разделе мы рассмотрим только некоторые аспекты взаимосвязи физико-механических свойств вмещающих пород и эпигенетических геохимических ореолов.

Объектом эталонного исследования явилось вулканогенное гидротермальное месторождение Чекмарь на Рудном Алтае, приуроченное к вулканокупольной структуре и ассоциирующее с жерловыми и прижерловыми фашиями пород кислого состава. Рудная залежь имеет форму грибообразного штокверка прожилково-вкрапленных руд, расширяющегося к верхним горизонтам. Промышленные руды сформированы в две стадии: медно-цинковую и свинцово-цинковую. Образование структуры месторождения происходило в обстановке вертикального сжатия и горизонтального растяжения [39]. В пористых и проницаемых породах образовались более богатые руды, а жесткие и массивные разности являлись локальными экранами для рудоносных растворов.

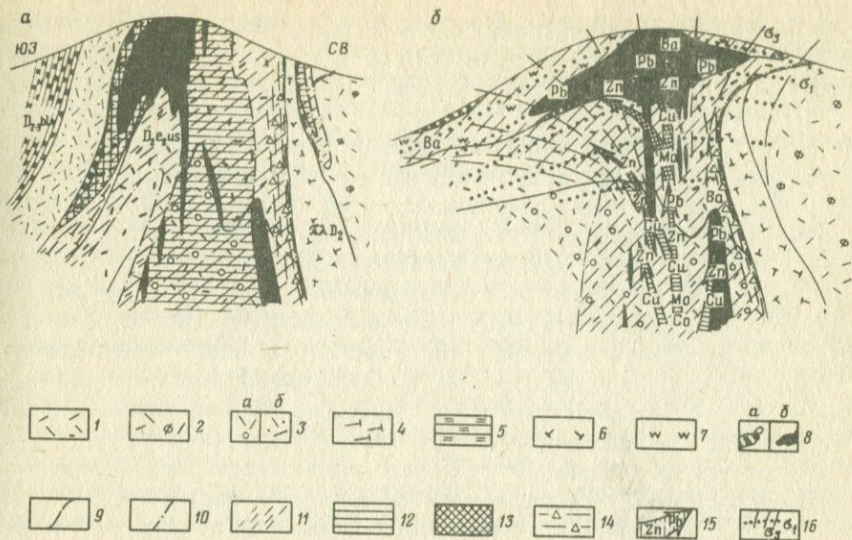


Рис. 18. Геолого-геохимический разрез (а) и палеорекострукция (б) месторождения Чекмарь [39].

1–5 – успенская свита ( $D_2e_2us$ ): 1 – экзрузивные липаритовые порфиры; 2 – эффузивные липаритовые порфиры, 3 – туфы липаритовых порфиров: витрокристаллокластические (а) и литокристаллокластические (б), 4 – туффиты, туфоалевролиты, 5 – алевролиты белоубинской свиты ( $D_{2-3}bl$ ); 6 – субвулканические липаритовые порфиры ( $D_2$ ); 7 – микрокварциты; 8 – рудные тела: а – гидротермально-метасоматические, б – вулканогенно-осадочные; 9 – геологические границы; 10 – контуры геохимических ореолов; 11 – комплексный геохимический ореол ( $Cu + Pb + Zn$ ); 12–13 – геохимические ореолы отношения  $Pb \times Zn / Cu^2$ : 12  $< 0,1$ , 13  $> 100$ ; 14 – зоны брекчирования; 15 – направления движения рудоносных растворов и геохимическая зональность; 16 – оси главных нормальных напряжений:  $\sigma_1$  – максимальных,  $\sigma_3$  – минимальных

В связи с тем, что формирование эндогенных ореолов происходило из гидротермальных растворов, насыщавших или фильтровавшихся во вмещающих породах, особое значение придается выяснению роли порового пространства в этом процессе. Изученный объект весьма благоприятен для решения подобных вопросов. Это связано с компактностью месторождения, однородностью химического и минерального состава вмещающих пород (вулканиты кислого состава) и четко проявленной зональностью в составе и строении комплексных геохимических ореолов. Построение моноэлементных (для  $Ba, Pb, Ag, Zn, Cu, Co, Mo, Ni$ ) и мультипликативных ( $Ba \cdot Pb \cdot Ag$  и  $Cu \cdot Co \cdot Mo$ ) ореолов показало, что они располагаются асимметрично в пределах комплексного геохимического ореола всей рудной зоны. Интенсивные ореолы  $Ba, Pb, Ag$  пространственно тяго-

теют к верхним горизонтам, ближе к перекрывающим вулканогенные фации алевролитам белоубинской свиты (рис. 18). На нижних горизонтах центральной части месторождения располагаются ореолы Cu, Co и Mo. С отмеченным распределением химических элементов хорошо согласуется пространственное распределение значений эффективной пористости и параметров насыщения (условно-мгновенного насыщения —  $A$  и постоянной —  $B$ ).

На участках развития пород с высокими значениями  $B$  ( $> 0,15 \text{ ч}^{-1}$ ) и  $P_{\text{эф}}$  ( $> 0,8\%$ ) располагаются интенсивные ореолы Cu, Co и Mo, а в образованиях с низкими значениями этих параметров развиты ореолы Pb, Ba и Ag. Эта же закономерность выявляется и на разрезах изолиний Кпк. На них области с низкими (обычно отрицательными) величинами коэффициента совпадают с барит-полиметаллическими ореолами, а с высокими — Cu—Co—Mo. Анализ распределения значений  $P_{\text{эф}}$  и  $B$  и других свойств пород позволяет выделить фронтальные и тыловые части геохимических ореолов. Фронтальные располагаются в породах, характеризующихся пониженными величинами  $P_{\text{эф}}$ ,  $B$ , отрицательными Кпк и нижефоновыми Кап. Тыловые части ореолов приурочены к образованиям с повышенными значениями  $P_{\text{эф}}$ ,  $B$ , положительными Кпк и вышефовыми Кап.

#### ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОРОД И РУД ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Наименее изученное следствие динамометаморфогенного воздействия на породы и руды — диффузионно-фильтрационное перераспределение химических элементов. Одна из первых попыток исследовать данное явление принадлежит шведским геологам О. Стефанссону, Т. Экстрому и С. Берглунду [49], которые изучили составы породообразующих и рудных минералов в различных частях мелких складок. Во всех случаях они исследовали докембрийские образования, испытавшие метаморфогенные преобразования в условиях амфиболитовой фации, и пытались найти корреляционные соотношения между теоретически рассчитанными полями напряжений в складках и распределением породо- и рудообразующих элементов. Полного подобия получено не было, но установлено, что в смятых в складки слоях нарушается однородность химического состава пород и руд. В замковых частях складок содержание железа в минералах понижается; в сосуществующих минеральных парагенезисах вариации в их химических составах синхронны и условия равновесности выдерживаются во всех частях складок.

Несмотря на обилие аналитического материала, проведенная шведскими геологами работа не позволила определить значение влияния воздействия поля напряжений на масштабы миграции элементов. Дело в том, что исследовались разномасштабные складки (длина волны от нескольких сантиметров до нескольких метров), расположенные в различных структурных зонах и даже в разных регионах; совершенно игнорировалась первичная природа метаморфизованных пород. В этих условиях выбранная ими модель поля напряжений в единичной складке была, вероятнее

всего, случайной. Кроме того, многостадийность деформационных процессов в обстановке высоких фаций метаморфизма значительно усложняет картину пространственного распределения элементов в пределах исследованных складок.

В настоящей книге мы попытались на основе детального комплексного геолого-структурного и минералого-геохимического изучения колчеданно-полиметаллических руд на месторождениях Иртышской зоны смятия на Рудном Алтае рассмотреть характер диффузионно-фильтрационного перераспределения некоторых химических элементов в рудах под воздействием деформации продольного сжатия. Иртышская зона представляет собой исключительно благоприятный объект для подобных исследований. Здесь контрастно и ярко проявились полигенные и полихронные процессы рудообразования и метаморфизма. Первоначально, в девоне, положение зоны маркировалось линейными вулканотектоническими депрессиями, приуроченными к региональному Иртышскому глубинному разлому. В этих структурах отлагались вулканогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические руды. Затем в карбоне интенсивные горизонтальные сжимающие усилия северо-восточного — юго-западного направления, сопряженные с вертикальными перемещениями по Иртышскому разлому, привели к образованию шовных и изоклинальных складок. Анализ строения зоны смятия показал, что стиль складчатости в ее пределах в целом был неизменным. Повсеместно развиты складки продольного сжатия, положение осевых плоскостей которых совпадает с ориентировкой расщеливания, слоистостью пород, контактами рудных тел и наиболее интенсивной трещиноватостью в рудах. В крыльях макро- и микроскладок фиксируются пологие близгоризонтальные зонки скальвания. Гетерогенность деформационных процессов привела к тому, что в пределах достаточно узкой зоны на коротких расстояниях друг от друга располагаются различные по степени преобразования руды и породы от первичных вулканогенно-осадочных до целиком преобразованных.

Исследования проводились в два этапа: полевой и лабораторный. В полевой период в процессе детального картирования подземных выработок были отобраны штучные пробы, из которых позже изготовлялись шлифы, аншлифы и пробы для микроаналитических определений. Наиболее детально исследовались смытые в мелкие складки слоистые руды. Геолого-структурные и тектонофизические наблюдения позволили прийти к выводу, что все отобранные для изучения складки сформировались в результате деформации продольного изгибания. Среди них преобладают типичные концентрические складки, характеризующиеся постоянством мощностей во всех частях изогнутого пласта. Из десятков задокументированных складок для лабораторного изучения было отобрано пять наиболее типичных. Эмиссионный спектральный микроанализ с лазерным отбором проб производился на приборе LMA-1 (ГДР) со спектрографом Pgs-2, а рентгеноспектральный анализ на приборе IXA-5. Исследовались рудообразующие минералы: пирит-сфалерит и блеклые руды.

Несмотря на общую высокую степень метаморфогенного преобразования руд, на отдельных участках сохранились первичные слабдеформированные сингенетичные вулканогенно-осадочные рудные образования, часто имеющие ритмично-слоистое строение. По составу они различаются на полиметаллические, барит-полиметаллические и колчеданные (обычно медно-колчеданные). В полиметаллическом подтипе ритмы имеют мощность от 2 до 100 мм (средняя 4 мм). В основании каждого ритма выделяются крупные порфиробласты пирита (размер 0,1–0,5 мм) и отмечаются повышенное содержание нерудного минерала и низкие концентрации халькопирита и сфалерита. В следующих слоях происходит постепенное уменьшение зернистости пирита до 0,05–0,02 мм, появление тонких прослоев сланцев. Ритмичность подчеркивается чередованием полос тонкого срастания сфалерита и халькопирита, почти лишенных пиритовых выделений, с существенно пиритовыми прослоями и полосами сфалерита с мелкими зернами идиоморфного пирита, корродированного сфалеритом.

В барит-полиметаллических рудах наблюдается чередование светлых прослоев барита с незначительными количествами сульфидов с более темными прослоями, содержащими сфалерит, пирит и блеклые руды, и с тонкими кварц-серицитовыми выделениями. В колчеданном подтипе мощность отдельных ритмов изменяется от 0,7 до 10 мм и более. В основании ритмов отмечаются увеличение количества нерудного вещества (до 50%), появление крупнозернистого пирита (средний размер 0,5 мм) и отсутствие халькопирита. Далее происходит постепенное уменьшение зернистости пирита (до 0,1 мм), понижение содержания нерудного и появление тонкозернистого халькопирита.

Исследование элементов-примесей в пирите ритмично-слоистых руд показало, что концентрации большинства элементов полностью соответствуют отмеченной выше ритмике (рис. 19). Так, в полиметаллических рудах содержание кобальта в пределах ритма колеблется от 0,004 до 0,105%, тогда как вдоль отдельных прослоев вариации составляют всего  $\pm 0,002\%$ . Максимальные — в нижних. Подобная контрастность в распределении элементов-примесей (Cu, Co, Ag и др.) — одна из характернейших черт состава и строения ритмично-слоистых слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных руд.

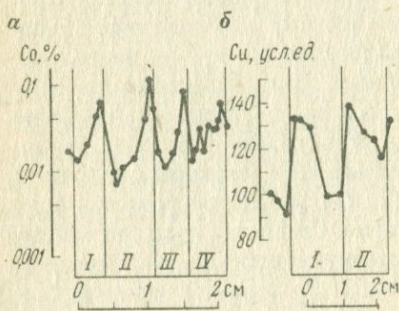


Рис. 19. Распределение элементов-примесей (Co и Cu) в пирите ритмично-слоистых руд. Лазерный микроанализ. Белоусовское месторождение.

I – IV – ритмы: а – колчеданные, б – барит-полиметаллические руды

На Белоусовском месторождении в подземных выработках удалось откартировать участки

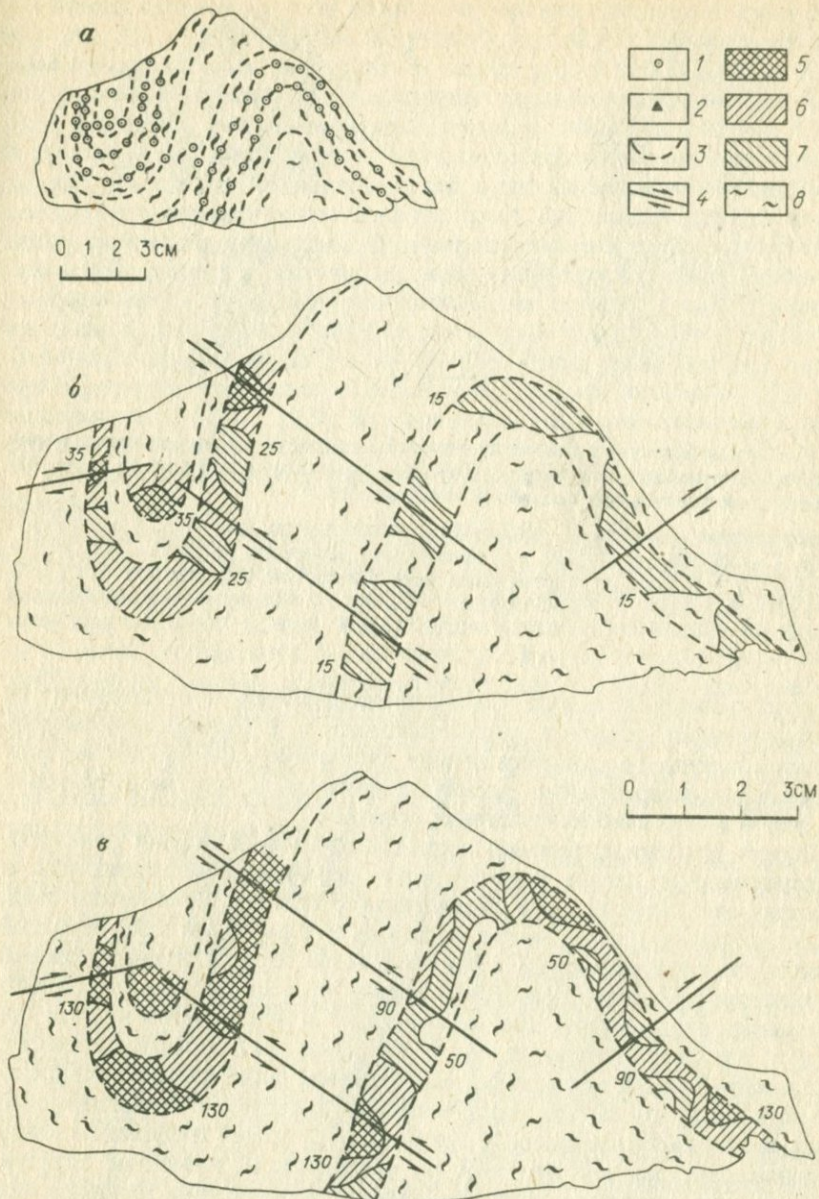


Рис. 20. Распределение элементов-примесей в пирите полиметаллических слоистых руд в пределах складки продольного сжатия. Белоусовское месторождение.

Точки: 1 – лазерного зондирования, 2 – рентгеноспектрального зондирования (см. рис. 21); 3 – границы сульфидных слоев; 4 – линии развития зон скалывания; 5–8 – концентрации химических элементов в сульфидах; а – морфология складки; б, в – концентрации элементов: б – кобальта (в %): 5 –  $>0,035$ , 6 –  $0,025-0,035$ , 7 –  $0,015-0,025$ , 8 –  $<0,015$ ; в – меди (усл. ед.): 5 –  $>130$ , 6 –  $90-130$ , 7 –  $50-90$ , 8 –  $<50$

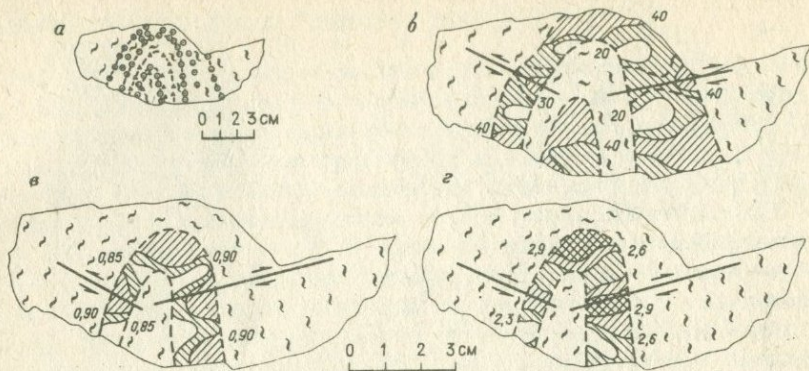


Рис. 21. Изоконцентрации химических элементов рудообразующих минералов в пределах складки продольного сжатия. Слоистые барит-полиметаллические руды. Белоусовское месторождение. Усл. обозн. см. на рис. 20.

*a* – морфология складки; *б* – содержание меди в пирите (усл. ед.): 5 – > 75, 6 – 50 – 75, 7 – 25 – 50, 8 – < 25; *в* – железистость сфалерита (в %): 6 – > 0,09, 7 – 0,85 – 0,90, 8 – < 0,85; *г* – содержания железа в составе блеклых руд (в %): 5 – > 2,90, 6 – 2,60 – 2,90, 7 – 2,30 – 2,60, 8 – < 2,30; *з* – содержания сурьмы в составе блеклых руд (в %): 6 – более 21,5, 7 – 21,2 – 21,5, 8 – < 21,2

непосредственного перехода слабодислоцированных и существенно не преобразованных слоистых полиметаллических и барит-полиметаллических руд в зоны, где эти образования интенсивно сплюснуты. Рассмотрим особенности распределения элементов-примесей и составов сложных сульфидов в двух наиболее типичных складках.

Первая сложена слоистыми полиметаллическими рудами (рис. 20). В исследованном штуде имеются четко выраженная антиклинальная и фрагмент сопряженной с ней синклиальной складки. Сульфидные слои, маркирующие структуру, имеют мощности от 1 до 10 мм и без перерыва сплошности прослеживаются в пределах всего образца. Рудные прослои разделяются прослоями туфогенных алевролитов мощностью от долей до нескольких миллиметров. Под микроскопом и бинокляром на крыльях складок как антиклинальных, так и синклиальных отмечаются тонкие, едва заметные зонки скалывания. Их положение также фиксируется в слабой вогнутости или просто в изгибе крыльев складок. Точечный лазерный микроанализ наиболее крупных сульфидных прослоев позволил выявить неравномерное, но закономерное по отношению к элементам складок распределение элементов-примесей в пирите. Повышенные концентрации их устанавливаются в замковых частях, а на крыльях максимумы содержания элементов-примесей коррелируются с зонками сколовых нарушений. Каждый сульфидный слой формирует свою изолированную от других слоев, обогащенную микроэлементами область в шарнире складки. Сколовые зонки часто пересекают несколько слоев, и их положение четко трассируется повышенными концентрациями элементов.

Вторая складка сложена слоистыми барит-полиметаллическими рудами (рис. 21). Она имеет крутые крылья и, так же как и предыдущая, расчленена микросколами, залегающими полого (под углом  $10-30^{\circ}\text{C}$ ). В данной складке исследовалось распределение меди в пирите, железа в сфалерите и железа и сурьмы в блеклых рудах, а также поведение  $\text{Co}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ti}$  и других элементов в пирите. Весь спектр перечисленных компонентов рудных минералов подчиняется одной и той же закономерности. Повышенные концентрации их постоянно приурочены к замкам складки и к пологим сколам на ее крыльях. При сопоставлении средних значений концентраций элементов в слоистых полиметаллических рудах, слабометаморфизованных и смытых в описанные выше складки, видно, что дислоцированные руды содержат сфалериты существенно более железистые (3,46–3,71 по сравнению с 0,98–1,34 %). Кроме того, блеклые руды в них характеризуются более низкими содержаниями мышьяка (3,31–9,71 по сравнению с 17,47–19,50 %) и повышенными концентрациями сурьмы (19,23–29,87 и 1,82–5,61 %).

Взаимосвязь между составом рудных минералов и деформациями.

Согласно экспериментальным данным И.В. Лучицкого и П.М. Бондаренко [20], в складке продольного изгиба зоны сжатия располагаются в пределах волнисто изогнутой полосы, совпадающей с общим направлением приложенных усилий и четко обособленной нейтральными зонами от областей растяжения в сводах складок. При деформации продольного изгиба на крыльях развиваются зоны скалывания, которые при крутых падениях последних выполаживаются и становятся почти горизонтальными, параллельными направлению деформирующих сил. Эти данные согласуются с результатами решения задачи об образовании и напряженном состоянии складки продольного изгиба при сжатии слоя постоянной силой, действовавшей вдоль слоистости [10].

Наряду с общим решением задачи с величинами безразмерных нормальных напряжений для двух сечений складки — в осевой плоскости и на изгибе крыльев, А.С. Григорьев и В.П. Ионкин в качестве примера произвели расчет одной из возможных складок. Смят слой мощностью 1 м и длиной 4 м, вязкость его  $10^{19}$  Па·с, сжимающее напряжение 1 МПа. Из этого слоя складка с вертикальными крыльями образуется за 415400 лет. Максимальное растягивающее напряжение для финального момента формирования складки будет находиться в сводовой ее части и равняться 1,9 МПа, а максимальное сжимающее усилие величиной 14,32 МПа — в ее ядре. Близкие данные получены О. Стефанссоном [49]. Он считает, что разность в абсолютных значениях сжимающих напряжений во внутренней части складки и в ее своде в период завершения формирования мелко- и среднемасштабных складок продольного изгиба составляет около 12,5 МПа.

Движение (перемещение) вещества или энергии в земной коре обусловлено тремя основными группами факторов: механической, химической и термальной [49]. Механические процессы, приводящие к перемещению вещества и энергии в земной коре, характеризуются величиной

механического потенциала ( $\Phi$ ), который представляет собой сумму энергий: гравитационной ( $E_g$ ), кинетической ( $E_k$ ) и пространственной ( $E_p$ ).

$$\Phi = E_g + E_k + E_p, \quad (42)$$

где  $E_g = hgM$  ( $M$  — масса,  $h$  — расстояние и  $g$  — ускорение силы тяжести);  $E_p = Vp$  ( $p$  — направленное давление и  $V$  — объем вещества);  $E_k = 1/2 Mv^2$  ( $v$  — скорость перемещения). После частичной дифференциации выражение (42) приобретает вид

$$d\Phi' = (Mg)v, pdh + (Mv)p, hdv + (V)h, vdp. \quad (43)$$

Механическое равновесие характеризуется отсутствием макроскопических признаков перемещения материала и постоянством величины  $\Phi$  ( $d\Phi = 0$ ).

Химические реакции и движение диффузионных потоков происходят в неравновесных, нестабильных системах, а направленность этих процессов определяется понижением свободной энергии ( $F$ ). Эта величина зависит от большого числа переменных. С учетом наиболее важных параметров, играющих существенную роль при течении геологических процессов, свободную энергию можно описать выражением

$$dF = -SdT + Mgdh + Vdp + RTd \ln(X) + (\partial F/\partial r) dr, \quad (44)$$

где  $S$  — энтропия фазы;  $T$  — температура;  $Mg$  — молекулярная масса;  $h$  — высота в поле тяжести;  $V$  — молярный объем;  $p$  — давление;  $R$  — газовая постоянная;  $X$  — молярная доля;  $\partial F/\partial r$  — изменение свободной энергии фазы в связи с изменением ее размеров ( $r$ ).

Любые вариации переменных ( $h, p, V, X, r$ ) приведут к изменению  $F$  и, как следствие, направленности фильтрационно-диффузионного процесса. Он всегда будет ориентирован в направлении более низких значений свободной энергии. Если в системе в направлении  $x$  изменится давление, то здесь же произойдет и изменение свободной энергии:

$$dF/dx = Vdp/dx. \quad (45)$$

Совместный анализ уравнений (43) и (44), как это сделал Х. Рамберг [49], позволил получить два важных вывода: 1) механический потенциал и свободная энергия идентичны как производные относительно высоты (положение системы в поле гравитации) и давления:

$$(\partial\Phi/\partial h) = (\partial F/\partial h) = Mg; \quad (\partial\Phi/\partial p) = (\partial F/\partial p) = V; \quad (46)$$

2) свободная энергия — функция существенно большего числа независимых переменных, чем механический потенциал. Из первого положения следует важное следствие. Если система первоначально находилась в химическом, механическом или термальном равновесии и затем была выведена из механического равновесия ( $d\Phi \neq 0$ ), то автоматически наступает химическая неравновесность. В условиях небольших значений тектонических напряжений диффузия и фильтрация становятся ведущими процес-

сами, при помощи которых породы и руды стремятся достичь равновесного состояния. Когда же напряжения достаточны, чтобы вызвать механическое перемещение материала, оба механизма — пластическое течение и диффузия — сосуществуют. Анализ уравнения (44) показывает, что если давление изменяется в направлении  $x$  в сминаемом в складку слое, то в этом же направлении возникает градиент изменения свободной энергии и перенос вещества начинается в области более низких давлений.

Скорость диффузии определяется эффективным коэффициентом диффузии ( $D^*$ ) и зависит от температуры, структуры порового пространства, давления, химического потенциала диффундирующего компонента и структурных элементов пород (слоистость, сланцеватость, линейность и полосчатость). Этот процесс довольно быстрый. По экспериментальным данным А.С. Лапухова [19], эффективные коэффициенты диффузии свинца и цинка для большинства горных пород при стандартных условиях (температура  $25^\circ\text{C}$ , давление  $0,1\text{ МПа}$ ) изменяются от  $10^{-6}$  до  $10^{-9}$  см/с. Им также установлено, что скорость диффузии по сланцеватости пород почти на порядок выше, чем вкрест нее. Возрастание величины всестороннего давления способствует тому, что диффузионный поток будет использовать все более мелкие поры. Повышение температуры приводит к росту значений эффективных коэффициентов диффузии. Например, при диффузии свинца сквозь водонасыщенные породы возрастание коэффициента будет изменяться: для кварцевого кератофира от  $1,12 \cdot 10^{-6}$  при  $100^\circ\text{C}$  до  $4,57 \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с при  $400^\circ\text{C}$ , а для кварц-серицитового сланца, испытанного в аналогичных условиях, эти величины будут соответственно  $2,5 \cdot 10^{-6}$  и  $4,58 \cdot 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/с.

Рассматриваемые в настоящей книге фильтрационно-диффузионные явления полностью вызваны массопереносом по межзерновому пространству насыщенных поровыми растворами пород и руд. Заметная роль диффузии в твердой фазе исключается, поскольку подобный процесс протекает в пределах очень узких зон (до  $100\text{ мкм}$ ) на контактах минеральных зерен и масштабы его (скорость и расстояние массопереноса) на несколько порядков меньше, чем те, которые необходимы, чтобы обеспечить наблюдаемое в складках перераспределение химических элементов.

При деформациях продольного изгиба продолжительность формирования складчатой системы, как было отмечено выше, составляла ориентировочно  $0,5$  млн. лет. Предполагается, что это время соответствовало этапу деформаций, протекавших при одном и том же палеотектоническом режиме. В недеформированных слоистых рудах и ассоциирующих с ними прослоях туфогенно-осадочных пород после диагенетических преобразований пористость в среднем  $2-3\%$ . Процесс продольного изгибания тонкослоистой пачки сопровождался образованием в сводовых частях складок лентовидных (ориентированных вдоль шарнира) зон растяжения с напряжениями до нескольких десятых мегапаскалей. Сминаемые слои характеризуются неоднородными физико-механическими свойствами. Прослой аргиллитов имели пористость меньше  $1\%$ , а контактирующие с ними сульфидные прослой  $1,5-2\%$ , иногда до  $5\%$ .

Таким образом, каждый слой представлял собой достаточно изолиро-

ванную систему. Неоднородное поле напряжений, существовавшее в течение всего периода формирования складки, привело к возникновению градиента изменения свободной энергии. В сводах складок давление было минимальным и значения  $F$  также минимальными. Именно в эту область и направлялся фильтрационно-диффузионный поток. Второй областью разгрузки были зонки скалывания на крыльях складок. Они редко бывают четко выраженными, поскольку на границах слоев происходила разрядка напряжений и сколы, наподобие лестничных систем нарушений в хрупких слоях, не выходили за пределы нескольких, близких по физико-механическим свойствам прослоев. К этим зонкам также устремлялся поток фильтрации и диффузии. Эффективные коэффициенты диффузии при экстремальных условиях деформирования (температура 300–500 °С и всестороннее давление больше 100 МПа) составляли  $10^{-5}$ – $10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с. Даже если их уменьшить на 1–2 порядка, то и в этом случае в выведенной из равновесия тектоническими силами системе термодинамическое равновесие будет достигнуто за счет межзерновой молекулярной диффузии в поровой жидкости и фильтрации самой жидкости за несколько сот лет.

Особенность описанного процесса заключается в его необратимости. Период формирования изоклинальных и приразломных складок характеризовался постоянным преобладанием в основном объеме пород сжимающих усилий, которые способствовали существенному уплотнению пород и руд. Пористость интенсивно дислоцированных толщ обычно меньше 1%. Закрытие пор и микротрещин как за счет механического уплотнения пород и руд, так и за счет их перекристаллизации и отложения вторичных минералов гидротермально-метаморфогенного генезиса привело к постепенному затуханию диффузионного процесса. Система в целом оказалась обезвоженной. Последующие тектонические процессы при отмеченных ранее термодинамических условиях уже не сопровождались существенным переносом рудного вещества. Они приводили только к механическим преобразованиям — брекчированию, рассланцеванию, будинажу и трещиноватости.

Проведенное изучение элементов-примесей в пирите, железистости сфалерита и составов блеклых руд показало, что в дислоцированных слоистых рудах происходило перераспределение элементов. В складках продольного сжатия максимумы концентраций элементов-примесей в пирите, железистости в сфалерите, концентраций сурьмы и железа в блеклых рудах приурочены к сводам и зонкам скалывания на крыльях складок. В смятых рудных прослоях первичная ритмичность в распределении отмеченных выше элементов не сохраняется. На основе термодинамического анализа механических и химических факторов, контролировавших перемещение вещества при метаморфизме, и данных изучения складчатых структур следует, что в структурно-равновесных системах пространственное распределение изоконцентраций элементов-примесей в рудообразующих сульфидах и составов сложных сульфидов в пределах складок разного генезиса соответствует форме палеотектонического поля напряжений, существовавшего в период их образования.

## ПОЛИСТАДИЙНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ. СТРУКТУРНЫЕ РАВНОВЕСИЯ ПОРОДО- И РУДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ

Термодинамический подход к анализу условий формирования предпочтительных ориентировок минералов и минеральных агрегатов приводит к выводу, что их расположение, равновесное с локальным полем напряжений, должно характеризоваться ориентировкой максимального модуля упругости вдоль направления минимального сжатия. Соответственно минимальный модуль упругости будет совпадать с осью максимального сжатия. Эта закономерность справедлива для любых минеральных агрегатов и объясняет их поведение в поле напряжений. Прежде всего таким образом ориентируются анизотропные минералы.

Структурная равновесность минералов определяется пространственно-временной сопряженностью деформаций и метаморфогенного минералообразования. При этом происходит закономерное сочетание ориентировок минералов между собой и с элементами макростроения пород и руд. Деформации существенно зависят от  $P-T$ -условий, минерального состава, структуры, физико-механических свойств, длительности и интенсивности поля напряжений. В природных условиях в результате сложного соотношения этих параметров выделяются наиболее распространенная одноосная деформация, подчиненно двухосная и редко более сложные разновидности. Пластическая деформация приводит к возникновению в породах закономерных структурно-текстурных узоров, а в зернах — следов напряженного состояния: двойников, волнистого угасания, линий скольжения, кинк-зон и т.д. Если тектонические процессы активируются тепловой энергией, то происходит синтетектоническая перекристаллизация, уничтожающая все признаки напряженного состояния. В полиминеральных породах в одних и тех же условиях одни минералы могут испытывать синтетектоническую перекристаллизацию, другие деформироваться трансляционным скольжением или двойникованием, а третьи — не деформироваться или испытывать катаклаз.

При оценке структурной равновесности определяющим моментом является установление структурно-эквивалентных направлений кристаллов различных минералов. Обычно это достигается эмпирическим путем. Последовательно определяются ориентировки нескольких минералов, которые затем коррелируются между собой и с элементами макростроения пород и руд. Более действенный способ оценки равновесности заключается в определении эквивалентности анизотропных характеристик физико-механических свойств кристаллов, однозначно связанных с ориентировкой деформирующего поля напряжений. Такой характеристикой, как это было отмечено ранее, является скорость продольной ультразвуковой волны.

Равновесность определяется двумя приемами — микроструктурным и структурно-петрофизическим. Первый основан на сопоставлении кристаллографических ориентировок минералов с суммарной индикатрисой скоростей продольных волн, построенной для данного типа минеральных образований. Исследования проводятся в два этапа. Сначала статистиче-

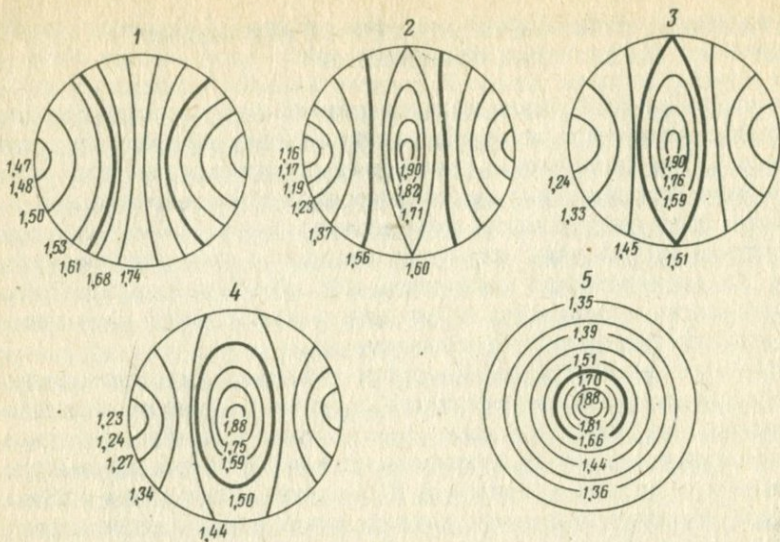


Рис. 22. Характеристические поверхности модулей упругости моноклинных амфиболов, построенные для различных компонентов (1-5) их ориентировок [18].

Значения изолиний - в  $\text{н} \cdot 10^7 \text{ Н/см}^2$ ; жирные изолинии соответствуют значению  $r = \sqrt[3]{abc}$  (объяснения в тексте)

ским способом выявляется пространственная ориентировка минералов. Затем по табличным данным рассчитывается упрощенная индикатриса. Ее форма представляет собой трехосный эллипсоид, поскольку во внимание принимаются только данные о скоростях вдоль главных ортогональных кристаллофизических направлений кристаллов. Подобная процедура проводится для каждого минерала (или для некоторых доступных для измерения) и всей породы в целом. Главные оси полученных индикатрис представляют собой структурно-эквивалентные направления кристаллов минералов, если ориентировка возникла при синтетектонической перекристаллизации и все кристаллы испытали соответствующую переориентировку. Выявленные индикатрисы в дальнейшем используют для реконструкции полей напряжения. Данным способом В.Н. Кожевниковым и Ю.И. Лазаревым [18] проведена динамическая интерпретация ориентировок амфиболов метаморфических комплексов. Ими выделено 15 разновидностей узоров на стереографических проекциях, из которых в природе наиболее распространено 5. Для них построены характеристические поверхности модулей упругости (рис. 22). Основные типы ориентировок амфибола представлены трехосными эллипсоидами с разными отношениями главных осей друг к другу и к радиусу равнообъемной сферы ( $r$ ):

$$r = \sqrt[3]{abc}, \quad (47)$$

где  $a, b, c$  - главные оси эллипсоида. Среди них выделяются два сфероида

(сплюснутый и вытянутый) и три типа трехосных эллипсоидов (см. рис. 25).

1. Сплюснутый сфероид имеет непрерывный пояс (001 и 010). Здесь  $a = b > r \gg c$ ; сжатие происходило вдоль оси  $c$ , которая отвечает оси  $c$  структурных координат, и сопровождалось равномерным растяжением в плоскости, нормальной к оси  $c$ . Такая обстановка коррелируется с развитием микросланцеватости и отсутствием линейности. Ни одна из осей эллипсоида не равна  $r$ , т.е. имеем объемную деформацию.

2. Трехосный эллипсоид ( $b > a > r > c$ ) характеризуется наибольшей степенью анизотропии. Сжатие вдоль  $c$  сопровождается растяжением вдоль других осей. В результате формируются сланцеватость и линейность.

3. Трехосный эллипсоид ( $a = r$ ), возникший в условиях плоской деформации. На диаграммах он выражен единичным максимумом 001 и парными максимумами 010 под углом  $45^\circ$  друг к другу.

4. Трехосный эллипсоид с осями  $b \gg r > a > c$ .

5. Вытянутый сфероид соответствует ориентировке, состоящей из единичного максимума 001 и непрерывного пояса 010. В этом случае из-за всестороннего сжатия в плоскости  $ac$  условия для формирования сланцеватости отсутствовали и возникали только линейные структуры. Наиболее яркая черта в ориентировке амфиболов — неизменно единичное статистическое положение 001 вдоль осей мелких складок или вдоль линии пересечения слоистости со сланцеватостью.

Второй структурно-петрофизический прием определения структурной равновесности заключается в выявлении положения индикатрис скоростей продольных волн для отдельных минералов или минеральных парагенезисов и сопоставлении их между собой и с общей индикатрисой породы или руды. В идеальном варианте подобное исследование лучше всего проводить на ультразвуковом микроскопе. Для этих целей на предметный столик микроскопа помещается ориентированный шлиф породы и последовательно прозвучиваются отдельно зерна различных минералов. Затем для каждого из них строятся гистограммы распределения значений скоростей. Эта процедура повторяется для трех взаимно перпендикулярных сечений. В заключительную фазу исследования результаты всех измерений наносятся на круговые диаграммы и бинарные графики. Полученный материал позволяет решать две задачи: 1) устанавливать структурно-равновесные и неравновесные минеральные ассоциации и 2) намечать для каждой ассоциации палеотектонические поля напряжений. Если минералы в породе или руде находятся в состоянии структурной равновесности, их индикатрисы будут ориентированы одинаково, т.е. максимумы и минимумы будут совпадать.

В условиях, когда однородная деформация происходила в большом объеме пород, а последние характеризовались простым минеральным составом, судить о структурной равновесности можно и по общей для данного образца индикатрисе. Порода или руда либо формировалась, либо испытывала синтетектоническую перекристаллизацию в структурно-равновесных условиях, если ее индикатриса имеет простую форму (обычно эллипсоида), не меняется в крупных блоках пород и характеризуется отчет-

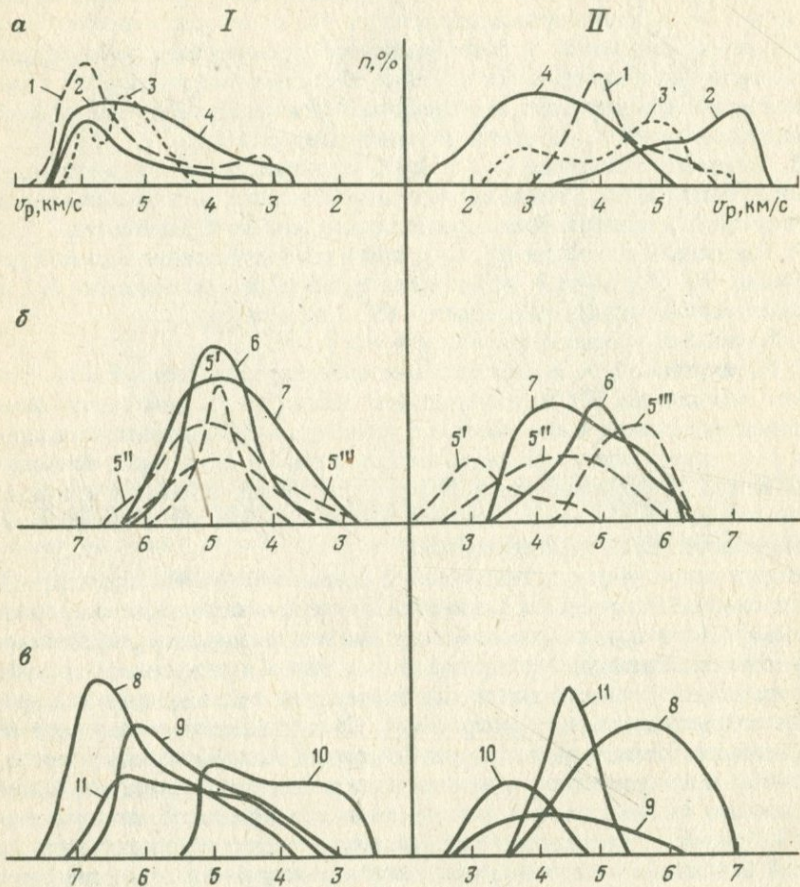


Рис. 23. Характер распределения значений скоростей продольных волн в породах и рудах и их основных компонентах.

Образования: I – структурно-равновесные, II – структурно-неравновесные. а – крупнозернистые порфировидные граниты юрского возраста (Западное Забайкалье): 1 – микроклин, 2 – биотит, 3 – кварц, 4 – гранит (усредненные данные); б – лавовые брекчи дипаритовых порфиров среднедевонского возраста (Тишинское рудное поле): 5<sup>I</sup>, 5<sup>II</sup>, 5<sup>III</sup> – различные генерации обломков; 6 – основная масса, цементирующая обломки; 7 – усредненные данные по породе в целом; в – колчеданно-полиметаллические руды (Ленингорский рудный район): 8–10 – парагенетические минеральные ассоциации: 8 – пирит-халькопиритовая, 9 – сфалерит-халькопирит-пиритовая и 10 – галенит-сфалерит-пиритовая; 11 – суммарные данные по руде в целом

Ливо проявленным одним максимумом или минимумом. Если же в исследуемом образце сохранились реликты ориентировок нескольких стадий, то индикатриса существенно усложняется. Возникают дополнительные максимумы и минимумы.

Таким образом, тип индикатрисы может служить критерием оценки степени структурной упорядоченности исследуемой среды. Подобный анализ можно проводить не только для отдельных минералов, минеральных ассоциаций и образцов пород, но и для хорошо изученных обнажений, участков месторождений, рудных полей и даже целых районов. В зависимости от масштаба исследований в качестве исходных для анализа сведений используются в разной степени обобщенные данные по анизотропии продольных волн для отдельных фаций пород, участков, геологических структур и т.д. Представления о предпочтительной ориентировке минералов в полях напряжения, контролируемые упругими свойствами кристаллов, позволяют проводить сопоставление различных по составу минеральных ассоциаций и пород.

Примеры структурно-равновесных и неравновесных минералов и их агрегатов в породах и рудах приведены на рис. 23. Анализ полученных графиков показал, что есть еще одно общее свойство структурно-упорядоченных образований — однотипность характера распределения значений скоростей волн. Тип кривой распределения независимо от абсолютных величин скоростей для отдельных компонентов пород и руд является подобным. В лавовых брекчиях липаритовых порфиров анизотропия продольных волн в обломках и основной массе может совпадать. Если порода не несет следы заметных тектонических преобразований (дробление, расщепление, катаклаз, кливаж и т.д.), то отмеченное выше обстоятельство доказывает близодновременное образование обломков и основной массы в одном и том же палеотектоническом режиме. В случае же несовпадения величин анизотропии и типов распределения значений скоростей для отдельных ассоциаций обломков выделяется несколько стадий образования или преобразования породы, каждая из которых характеризовалась обособленными геодинамическими условиями.

#### СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Использование данных по физико-механическим свойствам пород и палеотектоническим полям напряжений при изучении месторождений полезных ископаемых позволяет более полно учесть природное многообразие рудоконтролирующих факторов. Независимо от типа и масштабов рудного процесса (гидротермального, скарнового, пневматолитового и т.д.) в условиях идентичности физико-химического состояния рудоносной системы среди параметров, контролирующих рудоотложение и служащих своеобразными барьерами, можно условно выделить шесть типов: три — структурно-петрофизических и три — геодинамических (рис. 24, 25).

Представление о структурно-петрофизических барьерах рудоотложе-

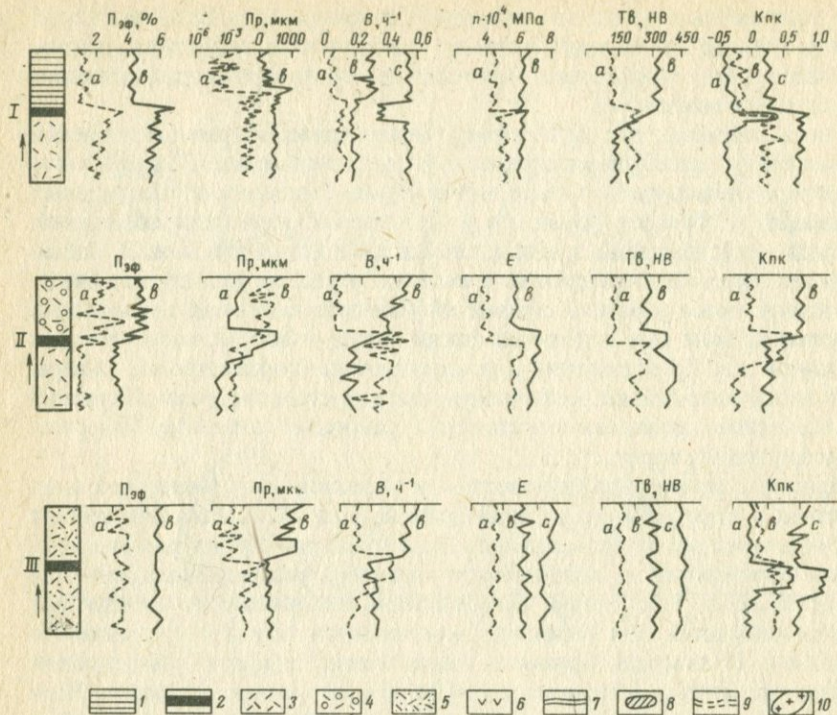


Рис. 24. Структурно-петрофизические (I–III) барьеры рудоотложения.

1 – алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, покровы лав основного состава, силлы субвулканических диабазов; 2 – положение рудных тел; 3 – лавовые, субвулканические и интрузивные образования кислого состава; 4 – средне- и крупнообломочные туфы, грубозернистые песчаники и различного типа брекчии; 5 – равномернозернистые слабослоистые туфогенно-осадочные породы; 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 7 – положение палеоповерхности на вертикальном профиле; 8 – участки жильной, вкрапленной и штокверковой минерализации; 9 – терригенно-карбонатные и вулканогенные толщи; 10 – субвулканические и интрузивные тела кислого и среднего состава;

$a, b, c$  – абсолютные значения физико-механических свойств:  $a$  – низкие,  $b$  – средние и  $c$  – высокие.

Главные нормальные напряжения:  $\sigma_1$  – максимальные,  $\sigma_3$  – минимальные.

Стрелкой показано направление движения рудоносных растворов

ния дополняют и развивают известные положения о литологических экранах, которые объясняют не только многочисленные варианты экранирования рудоносных растворов по вертикали и латерали, но и многие особенности зональности рудной минерализации.

Первый структурно-петрофизический тип объединяет все случаи контактных соотношений между различающимися по физико-механическим

свойствам группами пород, когда структурно выше в форме пласта либо блока пород располагаются образования с пониженными величинами пористости, проницаемости и комплексного петрофизического коэффициента (Кпк). Под ними вблизи контактной поверхности залегают рудовмещающие породы. Важно отметить, что различие в свойствах может изменяться в широком диапазоне абсолютных значений. Породы экрана могут либо быть более упруги, прочны и тверды по сравнению с рудовмещающими, либо отличаться высокой пластичностью и низкой твердостью. Данные барьеры широко распространены на рудных объектах. Например, на медноколчеданных месторождениях Блявинского района их роль выполняют: 1) горизонты массивных базальтовых порфиритов, 2) блоки кварцитов и 4) пачки переслаивающихся вариолитов, сланцев, яшм и диабазов [35]. В данном случае имеются в виду структурно-литологические или структурно-петрофизические экраны.

Второй тип характеризуется обратными по сравнению с рассмотренным выше соотношениями свойств контактирующих групп пород. В данной геологической ситуации рудные растворы поступали из сред с низкой пористостью и проницаемостью и высокими упруго-прочностными свойствами в проницаемые, пористые и хрупкие породы. На границе отмеченных групп образований происходило резкое падение давления флюидной и газовой фаз и выпадение из раствора рудного вещества. Чем резче была смена на границе абсолютных значений физико-механических свойств, тем более интенсивно протекало рудоотложение. Когда же градиенты изменения физических параметров были невелики, формировался размытый контур минерализованной зоны с постепенным переходом от пород с оруденением к безрудным образованиям. Примером данного типа могут служить медно-порфировые месторождения. При их формировании часто рудоносные растворы, поступая в зоны с высокой пористостью и проницаемостью, от резкой смены давления вскипали и в трещинно-поровом пространстве образовывали прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды.

Третий тип рудовмещающего разреза отличается однородным литологическим составом, его особенность — резкая анизотропия одного или группы свойств или пространственная неоднородность в распределении какого-либо физического параметра. При этом возникают петрофизические условия, аналогичные двум рассмотренным выше типам барьеров. Наиболее эффективны в контроле оруденения такие свойства, как проницаемость, пористость и параметры насыщения. Часто важны не абсолютные значения этих свойств, а градиент их изменения. Рудообразование происходило обычно в зонах контрастной смены некоторых дополнительных петрофизических характеристик, например соотношения крупных и мелких пор и микротрещин, вариаций в их морфологии и др. Подобные барьеры контролировали образование части вкрапленных рудных тел на колчеданно-полиметаллическом месторождении Чекмарь.

Следующие три типа (IV—VI) относятся к геодинамическим барьерам рудоотложения. Их появление связано с активными тектоническими про-

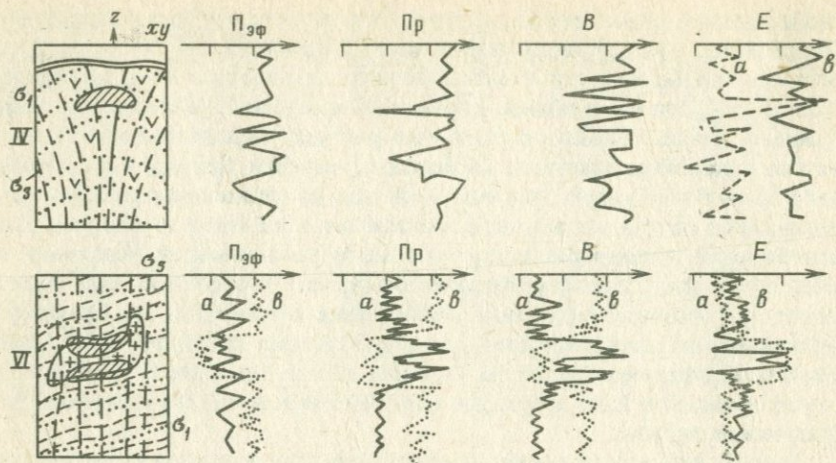


Рис. 25. Геодинамические (IV–V) барьеры рудоотложения. (Усл. обозначения см.

цессами, которые определяли масштабы и темп перемещения минерального вещества и растворов. Движущей силой было избыточное давление во флюидной фазе, которое приводило к отгонке минерализованных растворов в трещинные зоны, способствовало формированию рудных залежей под воздействием гидравлической тектоники. Ее определяющая роль заключалась в реализации благоприятного сочетания тектонофизических и гидродинамических явлений, приведших на ранних этапах к появлению жидкой линзы, увеличению ее объема, воздыманию пластических слоев над ней в виде куполообразных поднятий и на поздних этапах – к формированию в разрезе отложений минеральной линзы, обогащенной рудными компонентами. Геодинамические барьеры образуются при двух тектонических режимах: растяжении и сжатии. Для условий растяжения характерны четвертый и пятый типы барьеров, а для зон сжатия – шестой.

Четвертый тип возникает при формировании складок поперечного изгиба, при вертикальных блоковых движениях. Сжимающие усилия в этом случае ориентированы вертикально и веерообразно расходятся в стороны от положения оси нагрузки (штампа, блока и т.д.). Они действуют в пространстве, ограниченном поверхностями, имеющими форму опрокинутого вниз усеченного конуса. В стороны от основания штампа формируется кольцевая область сложной формы, внутри которой либо возникают, либо приоткрываются образовавшиеся ранее трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к осям действия растягивающих усилий. Они располагаются вдоль конических поверхностей, наклоненных к штампу под углом  $45^\circ$ . В области верхней зоны растягивающих напряжений формируются прожилковые и штокверковые рудные тела. Их пространственная позиция определяется главным образом параметрами

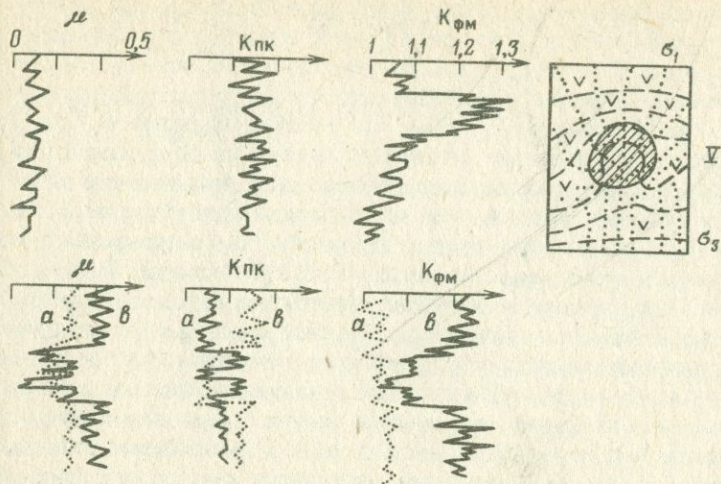


рис. 24)

поля напряжений, существовавшего в период функционирования гидротермальной системы. Подобные барьеры рудоотложения широко развиты на рудных полях, ассоциирующих с интрузивными и субвулканическими телами и вулкано-тектоническими структурами. Их появлению способствуют следующие факторы: 1) однородный по литологическому составу и петрографическим характеристикам геологический разрез, 2) необходимая для фильтрации растворов проницаемость толщ, 3) соответствующий палеотектонический режим. Барьеры четвертого типа возникают в породах, физико-механические свойства которых изменяются в широких пределах. Оптимальными по этим характеристикам будут толщи, сложенные хрупкими и слабопластичными образованиями. Примером являются брахикупольные рудоносные структуры Лениногорского рудного поля на Рудном Алтае [35].

Пятый тип появляется при неоднородных блоковых движениях, вызванных вертикальными либо горизонтальными сжимающими напряжениями. Это обычно осложнения крупных тектонических нарушений, приводящие к искажению регионального плана напряжений и к возникновению на локальных участках условий растяжения. В данные участки устремляется гидротермальный поток, и здесь не происходит рудоотложение. Подобный генезис предполагается для серебро-свинцовых залежей месторождения Индурупилли (Австралия), где рудные компоненты под воздействием тектонических полей напряжения выносились из палеозойских филлитов и вулканитов и концентрировались вблизи пересечений крупных разломов и на флангах блоковых складок.

Шестой тип встречается в областях сжатия. Его появление вызвано различным характером изменений физико-механических свойств пород

под воздействием полей напряжений. Первично изотропный или анизотропный в петрофизическом отношении разрез приобретает совершенно новую анизотропию. Она будет существовать только на период данного палеотектонического режима и определять позицию фронта рудоотложения. Условия сжатия приводят к тому, что исходно пористые и проницаемые вулканогенно-осадочные отложения быстро преобразовываются в малопористые и слабопроницаемые образования, а заключенные в них интрузивные и субвулканические тела испытывают будинирование. В результате этих процессов формируется тектоническая микротрещиноватость, приводящая к повышению проницаемости и пористости. Важно отметить, что наиболее интенсивно свойства изменяются на участках интрузивных тел, прилегающих к контактам, ориентированным перпендикулярно к направлению сжатия. В этих условиях возникает анизотропия напряженного состояния. Ее положение в существенной мере контролирует направленность в функционировании гидротермальной системы и часто определяет границы минерализованных зон. Этот тип барьеров очень сложен для изучения. Его можно выделить только при реконструкции регионального плана полей напряжений, существовавшего в период рудного процесса. Наиболее прогуктивным будет режим локального растяжения в условиях регионального горизонтального сжатия. Согласно данным Ш.Д. Фатхуллаева [40], подобные условия существовали при формировании месторождений с клинзвидным типом структуры (Актюзское, Чорух-Дайрон-Янгиканское, Кокпатасское и др.). Тектонофизическими критериями контроля оруденения в данной группе месторождений являлись: зоны слабых и умеренных максимальных касательных напряжений, зоны перехода максимальных касательных напряжений через нулевые значения, изотропные площади и резкие отклонения траекторий напряжений от их регионального направления. На участках локального растяжения развивались наиболее интенсивные объемные хрупкие деформации горных пород и резко возрастала проницаемость и пористость литологических комплексов. Геодинамический контроль оруденения осуществлялся на разных уровнях от отдельной залежи, рудного участка до месторождений, рудных полей и даже целых районов.

Описанными шестью типами барьеров рудоотложения далеко не исчерпывается все многообразие рудоконтролирующих факторов. Тем не менее они включают основные сочетания петрофизических и палеотектонических параметров, приводящих к образованию промышленных концентраций руд. В результате влияния палеотектонических полей напряжений могут сформироваться залежи, располагающиеся незакономерно по отношению к границам литологических разностей пород и более ранним дорудным структурным элементам.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

## ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Массоперенос вещества является началом, объединяющим образование месторождений. основополагающие работы в этой области исходят из пассивной модели, в которой горная порода только пропускает сквозь себя подвижные среды [34]. Решающая роль в рудообразовании отводится перепадам давления, насыщенности и температуре флюидов между областями питания и разгрузки. Несколько упрощая реальность, данная модель не находит объяснения таким фактам, как перетоки флюидов против перепада давлений, случаи несовпадения с направлением гидростатического потока ареалов рассеяния химических элементов, зональности рудоносных и безрудных структур, фактам первичной миграции вниз по разрезу, многим деталям оруденения, например кольцевым аномалиям, и, наконец, обнаруженным в последние годы динамическим эффектам, проявляющимся в условиях неравномерного напряженного состояния горных пород (табл. 4). Эти и многие другие факты убеждают в необходимости перехода к активной модели [14]. Рассмотрим некоторые ее детали.

Из теории Онзагера следует, что для характеристики массопереноса в первом приближении справедливо следующее соотношение:

$$I_i = \sum_{k=1}^m L_{ik} X_k, \quad (48)$$

где  $X_k$  — обобщающая сила;  $L_{ik}$  — феноменологические коэффициенты;  $I_i$  — поток энергии или массы.

Система (48) имеет фундаментальный характер и позволяет оценивать величины соответствующих потоков массы. С другой стороны, поскольку кинетические коэффициенты  $L_{ik}$  могут быть выражены через временные коррелятивные функции и являются основными характеристиками процессов в неравновесных системах, из формулы (48) непосредственно следует, что к формированию рН, Eh и других параметров, определяющих геохимическую обстановку и контролирующую такие процессы, как, например, растворимость, фильтрация, сорбция и т.п., ведут не столько локальные статические воздействия, сколько кинетика (динамика) напряженного состояния среды. В зависимости от ее уровня величина кинетических коэффициентов может существенно варьировать.

Конкретизируя механизм геохимической подвижности, обратим внимание на наличие в твердых телах (горных породах) активных центров, возникающих вследствие динамических напряжений как результат активации объема и поверхности зерен при механическом воздействии, и закономерную концентрацию в этих центрах избыточной (свободной) энергии ( $\Delta E$ ). Из нелинейной теории упругости, устанавливающей связи

## Динамические эффекты, контролирующие локализацию руд

Эффект	Суть эффекта и его причины	Рудообразующие и рудоконтролирующие следствия
Сейсмoeлектрический (1-го и 2-го рода)	Изменение электрического потенциала и силы тока при воздействии переменных механических напряжений	Электроосмос в насыщенной поровой среде, определяющей перемещение флюидов относительно скелета породы и активацию осаждения электрически активных элементов
Сейсмомангнитный	Изменения магнитной напряженности кристаллических сред под воздействием различных механических напряжений	Возрастание концентрации магнитовосприимчивых элементов и их осаждение на участках наибольших магнитных потенциалов; рост конкреций
Термоакустический	Многokратное увеличение температуропроводности среды в сейсμοакустическом поле	Быстрый перенос тепла через массивы горных пород на большие расстояния в моменты сейсмической активности
Хемоакустический	Увеличение pH под воздействием звуковых и ультразвуковых колебаний. Возникновение аномалий Eh и электрической поляризации в зонах аномально низких напряжений	Вследствие роста кислотности осаждение $\text{Th}^{4+}$ , $\text{Al}^{3+}$ , $\text{Mn}^{3+}$ , $\text{Be}^{2+}$ , $\text{Zr}^{4+}$ , $\text{Mo}^{4+}$ , $\text{Fe}^{3+}$ , $\text{Nb}^{5+}$ и др. Переход в раствор $\text{Fe}^{3+}$ , $\text{Zn}^{2+}$ , $\text{V}^{4+}$ , $\text{Co}^{2+}$ , $\text{Ni}^{2+}$ , $\text{Cd}^{2+}$ , $\text{Mn}^{2+}$ , $\text{Ba}^{2+}$ , $\text{Sr}^{2+}$ и др. Активизация эпигенетического минералообразования при усилении окислительно-восстановительных процессов
Вибро (сейсμο)-миграционный	Трансформация знакопеременных сейсμοакустических колебаний матрицы горных пород в направленное движение флюида, активное перекачивание горной породой флюидов	Перекачивание горной породой подвижных сред в соответствии с перепадом гидравлических сопротивлений, в том числе в направлении больших статических давлений (первичная и вторичная миграции минерализованных растворов)

механических напряжений с термодинамическими, известно, что

$$\sigma^* = \epsilon \sigma \quad \text{и} \quad \epsilon = dx/dy, \quad (49)$$

где  $\sigma^*$  — величина термодинамических напряжений;  $\sigma$  — величина механических напряжений;  $x$ ,  $y$  — координаты точки до и после деформации.

Следовательно, величину приращения  $\Delta\epsilon$  ( $\sigma^*$ ), т.е. термодинамический потенциал, определяет не статическая нагрузка, а динамика (степень) деформации тела (величина смещения, угол сдвига, сумма колебаний и др.), пропорциональные степени механического воздействия на среду. Расчеты показывают, что в случае пластической деформации (например, в процессе уплотнения и преобразования вещества) под воздействи-

ем тектонических сил в сотни ньютонов приращение  $\Delta E$  относительно объема достигнет сотен килоджоулей на моль. Не меньше приращение  $\Delta E$  и в знакопеременных полях при сейсмоакустическом воздействии на горные породы. Что касается активных центров, то в них при динамическом воздействии на породу приращение свободной энергии может достигать нескольких десятков килоджоулей на моль. Максимальные значения энергии активных центров равны половине энергии атомизации ( $E$ ), отнесенной к координационному числу атомов ( $V$ ), и не могут превышать свободной энергии при плавлении:

$$\epsilon = E/2V. \quad (50)$$

Для сравнения укажем, что в статическом варианте, где энергетический поток слабее, перепады давления изменяют уровень свободной энергии значительно меньше. Например, при повышении гидростатического давления на 150 МПа для твердого тела с мольным объемом  $50 \text{ см}^3$  и коэффициентом сжимаемости  $1 \cdot 10^{-4} \text{ см}^2/\text{Н}$  приращение свободной энергии составляет всего  $8 \cdot 10^{-2} \text{ кДж/моль}$ .

Существенно, что эффект аккумуляции свободной энергии активными центрами возможен лишь в контактных системах при наличии достаточно прочных связей между текстурными элементами породы, зернами, блоками матрицы и др., т.е. в зонах сжатия и уплотнения. В условиях растяжения и разуплотнения он исчезает. Поскольку устойчивые контакты между зернами (элементами матрицы) возникают при достаточно высоких сжимающих напряжениях, эффект аккумуляции свободной энергии возможен только в породах, залегающих в тектонически активных зонах.

Наконец, из химической термодинамики известно, что знак и величина приращения свободной энергии  $\Delta E^{1-2}$  начальных и конечных продуктов реакции определяют ее направление и интенсивность. В частности, если  $\Delta E^{1-2} < 0$  на  $40-80 \text{ кДж/моль}$ , реакция идет в прямом направлении до конца; если  $\Delta E^{1-2} = 0$ , реакция происходит не полностью; если же  $\Delta E^{1-2} > 0$  на  $40-80 \text{ кДж/моль}$ , реакция меняет знак и течет в обратном направлении. Таким образом, накопление свободной энергии активными центрами горных пород, достигающее десятков килоджоулей на моль, должно без повышения температуры инициировать реакции, имеющие на выходе высокотемпературный продукт или по крайней мере существенно повысить интенсивность процесса (скорость и масштабы реакций).

Энергетический подход и соответствующая динамическая модель позволяют рассматривать процесс концентрации большинства полезных ископаемых вне зависимости от их конечного состояния (твердое, жидкое, газообразное). Необходимым условием при этом является наличие подводящего канала, коллектора и покрышки (в широком понимании этих терминов). Именно активная модель среды обеспечивает оптимальность энергетического режима процессов рудообразования и рудонакопления. В соответствии с данной моделью среда активна одновременно во всех частях. Твердая, жидкая и газообразная фазы являются единой системой, все компоненты которой взаимосвязаны многообразными энергетическими переходами, определяющими их конкретное физическое состояние

в каждой точке пространства. Очевидно также, что массоперенос не является следствием статических перепадов давления, температуры и насыщенности флюидов, но обусловлен энергетической активностью вмещающей среды, энергетическим взаимодействием, происходящим во всем объеме пород в течение всего процесса рудонакопления вплоть до образования залежи.

Изложенное выше определяет и соотношение значений различных зон земной коры. Так, зоны крупных разломов следует рассматривать как участки максимально высоких значений всех высвобождающихся видов энергии. Именно их постоянная активность в системе "среда — геохимический барьер (залежь)" направляет и определяет процессы образования и накопления полезных ископаемых. Области уплотнения и сжатия в массивах пород составляют суть аккумуляции и трансформации механической энергии, своеобразные реакторы повышенной геохимической активности и интенсивного массопереноса вещества. Участки растяжения и разуплотнения — конечный пункт массопереноса, где в благоприятном пространстве среды образуются скопления тех или иных полезных ископаемых.

### РУДНОПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ГРУППЫ, КОМПЛЕКСЫ И РЯДЫ

В предыдущих разделах неоднократно подчеркивалась важная роль физических и механических свойств пород и руд в процессах рудогенеза и метаморфизма. В основном свойства определяются в образцах и характеризуют руднопетрофизические условия только в локальных точках геологического пространства. В связи с этим переход от частных данных полевого и лабораторного изучения пород и руд к рудным объектам (месторождения, рудные поля и районы) сопряжен с необходимостью генерализации петрофизической и структурной информации и должен базироваться на строгом учете геологических особенностей исследуемых участков земной коры. Подобные цели достигаются при помощи выделения руднопетрофизических групп, комплексов и рядов и составления на их основе карт, схем и разрезов.

Руднопетрофизическая группа в самом общем случае представляет собой набор пород или руд, образовавшихся или претерпевших метаморфогенные преобразования при одних и тех же термодинамических условиях и характеризующихся близкими значениями физико-механических свойств. В зависимости от масштабов и целей исследования выделяют простые (монофизические) и сложные группы. Последние характеризуются несколькими свойствами. При разделении пород и руд на группы важно соблюдать несколько основных положений: 1) в одну группу следует включать близкие по составу и текстурно-структурным признакам образования; 2) выделенные породы или руды должны либо образоваться, либо претерпеть метаморфизм в результате одних и тех же геологических процессов; 3) группа пород в природных условиях должна иметь четкие границы, которые можно картировать по внешним легко диагностируемым признакам. Площади развития образований по величине должны быть достаточными, чтобы их нанести на карту соответствующую

шего масштаба; 4) коэффициенты корреляции между физико-механическими, петрохимическими и текстурно-структурными характеристиками пород и руд внутри группы должны быть более чем в 1,5–2 раза превосходить величины корреляционной связи между образованиями различных групп.

Большое количество различных свойств, используемых в структурно-петрофизическом анализе, затрудняет разделение пород и руд на группы обычными методами сравнения. Приходится прибегать к многомерным статистическим классификационным приемам. Одним из таких способов, использованных в настоящей книге, является построение дендрограмм. Этот метод удобен тем, что позволяет в наглядном виде весьма объективно выделять те или иные классы объектов, в данном случае руднопетрофизические группы. Расчет дендрограмм производился по программе, составленной Н.Е. Сергеевой и Н.Н. Шатагиным для ЭВМ по алгоритму, использующему средневзвешенные критерии корреляционной близости объектов друг к другу.

В практике исследований наиболее широко используются простые группы, базирующиеся на каком-либо одном свойстве. К ним относятся прежде всего плотностные и магнитные характеристики. При проведении мелкомасштабных съемок целесообразно группы пород объединять в петрофизические комплексы. Например, при изучении района развития осадочных формаций, прорванных сложным интрузивным комплексом, для отдельных участков с проявлениями рудной минерализации составляются детальные (масштаба 1:10 000–1:25 000) карты петроплотностных групп пород. Таких групп может быть много как среди осадочных, так и среди магматических образований. При составлении более генерализованной петрофизической карты мелкого масштаба необходимо объединить часть групп в комплексы. Они могут быть следующими: 1) плотных карбонатных пород ( $2,7 \text{ г/см}^3$ ), 2) рыхлых терригенных отложений ( $2,3 \text{ г/см}^3$ ), 3) массивных габбро-диоритовых образований ( $2,9 \text{ г/см}^3$ ), 4) малоплотных интрузивных пород – гранитов, аплитов, пегматитов и т.д. ( $2,6 \text{ г/см}^3$ ). Подобные группы и комплексы выделяются на основе таких свойств, как магнитные, упругие, фильтрационно-пористостные и др.

Сложные петрофизические группы и комплексы выявляются на основе учета определенного набора физико-механических свойств, зависящего от целей работы. Так, в случае структурных исследований важно учесть упруго-прочностные характеристики. Если же нас интересует пространственное размещение прожилково-вкрапленного и метасоматического оруденения, то следует включить в анализ проницаемость, пористость, параметры насыщения и другие свойства, характеризующие структуру порового пространства.

С целью повышения информативности рассматриваемых понятий производится учет при группировке пород и руд не только физико-механических характеристик, но и петро- и геохимических параметров. Данные различных по физическому смыслу и размерности свойств после стандартизации используются в многомерном статистическом классификацион-

ном анализе. В результате вся совокупность исследуемых образований разделяется на петрофизико-химические группы и комплексы. Подобная систематика пород и руд позволяет вскрыть новые пространственно-временные и генетические закономерности формирования рудных объектов и может быть использована в прогнозно-металлогенических исследованиях.

Вовлечение в геолого-структурный анализ данных о физико-механических свойствах пород и руд будет только тогда эффективно, когда эти свойства обобщены таким образом, что они позволяют объективно охарактеризовать те геологические единицы, которые на современном уровне геологических знаний исследователи выделяют при изучении рудных районов, полей и месторождений. Возникает необходимость дать развернутую характеристику не только отдельных типов пород, фаций и комплексов, но и целых формаций, как осадочных, так и магматических. В этом плане целесообразно ввести понятие о петрофизических и рудно-петрофизических рядах. В один ряд выделяются образования, сформировавшиеся или испытывавшие коренные метаморфогенные преобразования в течение единого осадочного, тектоно-магматического или тектоно-метаморфического цикла.

Так, в пределах рудоносных структур, ассоциирующих с вулканизмом, установлено, что физические свойства горных пород и руд заметно различаются для разных рудных полей и месторождений [35]. Это связано с особенностями строения и состава рудоносных магматических формаций. При металлогенических исследованиях в подобных районах более информативно сопоставлять не физико-механические свойства отдельных типов пород, а выделять и сравнивать петрофизические ряды горных пород, в которые объединяются сформировавшиеся в течение одного тектоно-магматического этапа 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 ряды пород, различия между которыми отражают особенности проявления интрузивного и эффузивного магматизма и осадконакопления.

Геолого-структурные и прогнозно-металлогенические исследования будут значительно более эффективны, если сопровождать их специализированным руднопетрофизическим картированием, завершающимся составлением карт, схем и разрезов. Цель подобной работы состоит не в повторении обычного геологического картирования, а в изготовлении чертежей нового типа. На них отражаются: 1) контуры петрофизических групп, комплексов и рядов пород, 2) точки отбора проб с вынесенными обобщенными данными лабораторных исследований, 3) границы между группами и комплексами, обоснованные полевыми и экспериментальными фактическими материалами, 4) реставрированные для определенных этапов и стадий формирования геологической структуры физико-механические свойства пород и руд. Основная карта сопровождается серией схем палеопетрофизических реконструкций. Дробность применяемой легенды полностью определяется масштабом исследования.

В настоящее время во ВСЕГЕИ разработана методика составления петроплотностных и петромагнитных карт кристаллических пород открытых районов. В основу их легенды положено разделение пород по генезису, составу и средней величине физического параметра. Специализированные разномасштабные руднопетрофизические карты и схемы дают возможность оценить в объеме физические свойства пород и руд различных участков, месторождений, районов и провинций и выявить взаимосвязь петрофизических групп с геологическими структурами. Кроме того, подобные карты служат основой для: 1) палеопетрофизических и палеотектонофизических реконструкций, 2) моделирования рудоносных структур, 3) выделения структурно-петрофизических и геодинамических барьеров рудоотложения и 4) прогнозно-металлогенических построений.

## МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рудоносные структуры — неотделимая часть всех геологических структур, развитых в земной коре; закономерности их образования являются общими с последними. В современной геотектонике наблюдаются два направления в изучении складок и разрывов: механическое и термодинамическое. Первое рассматривает наблюдаемые тектонические элементы как результат эволюции формы определенных геологических тел под воздействием внешних тектонических сил [8, 38]. Второе направление отводит значительную роль внутренним свойствам самих горных пород, которые деформируются определенным образом в зависимости от их реологических характеристик и термодинамической обстановки [27]. При этом возрастает роль физико-химических процессов (физико-химическая геомеханика), которые способны в условиях низких значений тектонических напряжений формировать сложные складчатые формы [28]. Оба направления базируются на реальных процессах, контролирующих формирование геологических структур. В связи с этим их необходимо учитывать в равной степени. Подобный синтез геометрического и термодинамического подходов к анализу региональных и глобальных складчатых систем осуществлен в работах В.В. Белоусова [4], Е.И. Паталахи [27], В.В. Эза [44] и других геологов.

Любой механизм деформирования горных пород приводит к одновременному возникновению комплекса разнообразных структурных элементов, объединяемых в своеобразный "структурный парагенезис". Под этим понятием Е.И. Паталаха [27] и автор понимают совокупность структур различных типов и масштабов, сформировавшихся в результате воздействия на породы и руды одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного временного интервала.

Наиболее полная систематика механизмов деформирования земной коры, которая базировалась на данных геометрического анализа складчатых и разрывных структур и результатов тектонофизического моделирования, была произведена М.В. Гзовским [8]. Им было выделено семь ведущих типов.

1. Поперечное сжатие. Сжимающие усилия ориентированы поперек

слоистости либо сланцеватости толщ. Имеется большое число деформационных подтипов, обусловленных строением толщ и динамикой деформационных процессов. В общем случае материал более пластичных пород выдавливался вдоль слоистости. Подобный режим часто приводил к образованию различного типа будиажных структур.

2. Продольное сжатие. Пластичная порода сжимается параллельно слоистости. Деформирование осуществляется двумя способами. Первый, продольного расплющивания, приводит к местным утолщениям пачек слоев около определенных поперечных сечений толщи. Второй способ следует за первым и выражается в продольном изгибании, которое протекает без дальнейшего изменения толщины пластов. В этом случае часто образуются около осевых поверхностей седловидные полости, взбросы, надвиги и поддвиги. Возле выпуклой стороны замка на сводах развиваются сбросы.

3. Горизонтальное сжатие при продольнозональном удлинении. Под воздействием горизонтальных как сжимающих, так и растягивающих усилий иногда образуются две системы крутопадающих сдвигов, формирующих в плане ромбовидную сеть, удлинение которой ориентировано вдоль крупных тектонических зон. Возможно, что это разновидность механизма продольного сжатия, но проявленного в уже деформированных толщах, когда направление сжатия может совпадать или не совпадать со слоистостью пород.

4. Поперечное изгибание. Пласт или серия пластов изгибаются обычно под воздействием вертикальных сил. В замке и на крыльях растущей складки появляются значительные растягивающие напряжения, а в ядре — сильное всестороннее сжатие. На крыльях складки появляются осепродольные разрывы типа взбросов (иногда надвигов), а на сводах растут вниз осепродольные сбросы.

5. Горизонтальное растяжение при продольнозональном сжатии. Тектонический режим, приводящий к формированию диагональной (в плане ромбовидной) сетки крутопадающих разломов, протекает при горизонтальном, перпендикулярном к генеральному простиранию тектонической зоны, положении растягивающих усилий и также горизонтальном, продольном к зоне, — сжимающих. Подобные режимы установлены на некоторых участках Срединно-Атлантического хребта и в ряде палеорифтовых зон.

Следующие два механизма соответствуют деформации сдвига.

6. Горизонтальное продольнозональное сдвигание возникает на границах крупных тектонических блоков, перемещающихся в горизонтальном направлении друг относительно друга. В этих условиях действуют внешние активные силы. Формируются системы правых или левых сдвигов.

7. Вертикальное продольнозональное сдвигание появляется на границах смещающихся в вертикальном направлении крупных блоков, в зонах глубинных разломов. Здесь под действием пары сил развиваются сопряженные крутые взбросы и сбросы. Существование дополнительного сжатия или растяжения, перпендикулярного к плоскости сдвига, меняет направления главных напряжений.

Исключительно важное прикладное значение для понимания генезиса

рудоносных структур имеет развиваемое Е.И. Паталахой [27] представление о том, что приразломное сдвиговое ламинарное течение — ведущий механизм смятия толщ, а все разнообразие складчато-разрывных парагенезисов в природе вызвано действием четырех основных механизмов тектонического течения: 1) гидропластического — нелитифицированных осадков, 2) изгибного — слоистых горных пород, 3) динамометаморфического ламинарного (кливажного) и 4) динамотермального (метаморфического). Эти механизмы определяют вертикальную структурную зональность. Если принять разделение условий деформирования в земной коре на три термодинамических уровня [27], то в обстановке наиболее низкотемпературного приповерхностного и поверхностного уровня (эпизона) проявляются первый и второй механизмы тектонического течения, на среднем уровне (мезозона) — третий и в условиях наиболее высокотемпературного глубинного уровня (катазона) — четвертый.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ

Анализ обширного материала по геодинамическим условиям формирования и преобразования месторождений полезных ископаемых показывает, что независимо от термодинамического уровня деформирования и разнообразия геологических обстановок рудообразования можно выделить два класса режимов, создавших всю гамму рудоносных структур, — сжатия и растяжения, каждый из которых, в свою очередь, состоит из типов и подтипов.

Геодинамические режимы растяжения характеризуются такими соотношениями нормальных и касательных напряжений (в пространстве и по абсолютным величинам), при которых процессы деформирования горных пород и руд приводят к увеличению их объема, возрастанию трещинного пространства и общему понижению уровня напряженного состояния деформируемых объектов. По механизмам деформирования этот класс режимов разделяется на два типа: поперечного изгибания (блоково-штамповые поднятия) и горизонтального растяжения (рифтогенные раздвижки).

Механизм поперечного изгибания действует при формировании разнообразных по конфигурации и размерам блоковых антиклинальных складок, горст-антиклиналей, брахикуполов и вулканических и интрузивных кольцевых поднятий. К ним относятся также термогравитационные структуры всплывания (диапиры, гранито-гнейсовые купола) и проявления гидравлической тектоники. Особенность тектонического режима этого типа — постоянная ориентировка с большим углом наклона сжимающих усилий (минимальных главных нормальных напряжений) и горизонтальное положение растягивающих и промежуточных.

Механизм горизонтального растяжения в той или иной степени связан с механизмом поперечного изгиба. Здесь выделяется серия подтипов. Для крупномасштабных структур (рифтовые зоны, вулканические трогги) горизонтальное растяжение на определенном участке земной коры может представлять собой фрагмент регионального или глобального вздутия

(поднятия), при котором в сводовых частях подобных структур сверху вниз развиваются ступенчатые сбросы, а ограничивающие их разломы в случае достижения магматических очагов служили путями подъема магм, инициировали вулканические процессы и контролировали распределение интрузивных комплексов. В более мелком масштабе этот механизм проявляется при образовании любой брахиформной структуры.

Несколько иным является механизм горизонтального растяжения той или иной линейной зоны, сопровождаемый горизонтальным продольным сжатием. Его особенность — горизонтальное положение и растягивающих и сжимающих усилий и вертикальное промежуточных, не приводящее, однако, к горизонтальным сдвиговым перемещениям. Подобная ситуация вызвана тем, что исследуемая грабенообразная структура формировалась на фоне сложного дифференцированно развивавшегося поднятия, различные блоки которого перемещались с разными скоростями. В этом случае происходило наложение (суммирование) двух палеотектонических полей напряжения, в которых направление растяжения одного из полей совпало с направлением промежуточных усилий другого, но было обратным ему по знаку. В результате возникало новое поле напряжений, в котором сохранилось первичное положение растягивающих усилий, но произошла смена в ориентировке промежуточных и сжимающих усилий. Описанный режим имеет исключительно важное значение для образования месторождений различных генетических типов. Именно в сегментах вулканических трогов с подобными палеотектоническими условиями формировались колчеданно-полиметаллические месторождения Южного Урала [35].

Геодинамические режимы сжатия приводят к закрытию трещинно-порового пространства горных пород и руд, общему их уплотнению. Они сопровождаются процессами синтетектонической рекристаллизации, приводят к удалению поровых растворов и способствуют развитию более плотных минеральных парагенезисов. Выделяются два типа режимов: общего сжатия и сдвига, четкой границы между которыми провести нельзя.

Режимы общего сжатия включают механизмы поперечного, продольного и горизонтального и характеризуются относительно равномерным распределением деформирующих напряжений во всем объеме крупных участков горных пород. Им присущи локальные перемещения минерального вещества, развитие деформаций в значительных массах пород, образование структур будинажа, взбросов, надвигов, поддвигов, складок пластического течения и продольного сжатия.

Следующий тип режимов связан с деформациями сдвига, которые могут быть как горизонтальными, так и вертикальными. Особенности его заключаются в тесной приуроченности к крупным разломам, исключительной неоднородности проявления в пространстве и во времени и контрастности деформирующих напряжений. Условия данного режима наиболее полно соответствовали обстановке формирования шовной складчатости как результата сдвигового дискретно-ламинарного течения линзовидной по структуре тектонической зоны [27, 35]. Весьма эффективное средство выявления внутреннего строения сдвиговых зон — выделение и кар-

тирование тектонофаций. Вопрос о них разработан Е.И. Паталахой и предполагает существование 10 типов фаций, объединенных в три группы по уровню деформаций: низшую, среднюю и высшую.

Формирование месторождений полезных ископаемых может протекать как в условиях какого-либо одного геодинамического режима, так и при их различных сочетаниях (последовательной смене одного режима другим). Важной особенностью палеотектонических режимов является их пульсационная природа. Повышение и понижение уровня механических напряжений активизируют гидротермальную циркуляцию и часто определяют стадийное развитие рудного процесса.

Различные сочетания локальных и региональных (геодинамических и структурно-петрофизических) условий, существовавших до, во время и после рудообразования, привели к формированию широкого спектра парагенезисов рудовмещающих структур, которые будут существенно отличаться для различных термодинамических зон земной коры (эпи-, мезо- и катазона). В конкретных геолого-структурных обстановках определенная смена тектонических режимов, каждому из которых соответствовал индивидуальный структурный парагенезис, образует геодинамический цикл. Промышленные рудные концентрации могут возникнуть на любых этапах и стадиях цикла.

#### СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ЭПИЗОНЫ

Эпизона охватывает приповерхностные участки земной коры и в ее пределах в целом преобладают низкие (до 100 °С) температуры и давления (единицы либо десятки мегапаскалей). Образовавшиеся осадочным способом породы метаморфизованы слабо или не метаморфизованы совсем. Они часто прошли только стадии диагенетических преобразований. Кроме образований, возникших в данных условиях, в эпизоно широко развиты породы первичного магматического, осадочного или гидротермального происхождения, преобразованные в глубинных зонах земной коры и затем тектоническими процессами выведенные на поверхность. Они ведут себя обычно как жесткие компетентные образования, испытывающие преимущественно хрупкие деформации.

Не рассматривая сугубо экзогенные структуры, образованные только палеогеографическими и палеоклиматическими факторами, кратко остановимся на рудовмещающих структурах, в формировании которых участвовали как экзогенные, так и эндогенные процессы. К ним относятся приповерхностные трещинные структуры, конседиментационные депрессии, поднятия и разломы, континентальные осадочные бассейны артезианского типа, гидравлические брекчиевые зоны и купола.

Экзогенно-эндогенные трещинные системы широко распространены в эпизоно. Они разделяются на древние унаследованные и новообразованные, возникшие в результате тектонических процессов, совпадающие по времени деятельности с периодом экзогенного рудообразования. Их особенность состоит в закономерном положении относительно денудационной поверхности, чаще всего перпендикулярном утонению и выклинива-

нии с глубиной и сопряженности жил, выполняющих данный тип трещин, с пластовыми осадочными рудными залежами. Примерами подобной сопряженности служат урановые жилы, сформировавшиеся в пермское время вблизи эрозионной поверхности на палеозойских гранитных массивах Франции. К данному типу относятся также флюорит-баритовые жильные месторождения района Шайак (Франция), медноколчеданное месторождение Блейда (Марокко) и многие другие [36]. Геодинамическим условием образования рудоносных трещинных структур в данной зоне является обстановка растяжения. В приведенных выше примерах она создавалась вертикальными блоковыми движениями.

Конседиментационные депрессии, поднятия и разломы образуют единый структурный парагенезис. В пределах подобных депрессий часто развивается система горстов и грабенів, ограниченных многочисленными синседиментационными разломами. В процессе диагенеза основная масса поровых растворов по разломам и трещинам выносятся из пород и формирует низкотемпературную гидротермальную систему. Рудные тела образуются в трещинах, в кровле горстов, под экранами слабопроницаемых пород. Таким образом формировались многочисленные цинково-свинцовые месторождения в ордовике Центральных Пиренеев [36].

Континентальные осадочные бассейны артезианского типа, сформировавшиеся на кристаллическом основании, имеют, как правило, неоднородное блоковое строение донной поверхности. Отдельные блоки приподняты, другие — опущены. После заполнения бассейна осадками в нем возникает автономная циркуляция подземных вод, которые фильтруются сначала по поверхности кристаллических пород на более глубокие горизонты. Направление и скорость фильтрации определяются аномально высокими пластовыми давлениями поровых вод. Тангенциальные сжимающие силы, вызванные ими, в прогибах направлены от окраинных зон к внутренним, а в антиклиналях и поднятиях от осевых зон к периферическим. Поровые давления, возникающие в придонной части бассейна, достаточны по величине, чтобы привести к гидроразрывам пластов и образованию брекчированных горизонтов в пластах хрупких малопрочных пород. Таким образом формировались слепые ветвящиеся разрывы без смещений.

Подобная модель была применена к стратиформному свинцово-цинковому месторождению Уошита (штат Миссури, США), приуроченному к периферии верхнепалеозойского поднятия. Рудовмещающей является мощная (более 10 км) толща карбонатного флиша, образовавшегося в результате выполнения глубокого прогиба морскими осадками. Выдавливание поровых вод в процессе динамических воздействий привело к уменьшению пористости в 10 раз. Освобождавшиеся растворы поднимались вдоль пластов проницаемых пород и изливались на поверхность на склонах поднятия. Рудная масса выпадала из раствора как в приповерхностной зоне, так и на поверхности. Разгрузка происходила вблизи крутопадающих сбросов, в приподнятых блоках. Предложенная модель объясняет многие особенности строения данного типа месторождений: многостадийность, сочетание секущих тел с пластовыми, приуроченность оруденения к склонам поднятий и т.п. [36].

Гидравлические купола и брекчиевые зоны приурочены к антиклинальным структурам и формировались одновременно с ростом поднятия или антиклинали. Образование гидравлических структур обусловлено прежде всего благоприятной тектонофизической обстановкой. В соответствии с данными моделирования устанавливается, что проницаемые зоны сколовых трещин образуются в центральной части поднятия. Возникающее при этом поле напряжений характеризуется максимальным сжатием в глубинных центральных частях штамповых складок и максимальным растяжением в пределах верхней куполообразной области отрывов. Подобное поле напряжений обладает анизотропией, которая служит движущей силой для перемещения жидкой фазы от областей сжатия к областям растяжения. Кроме того, если геологический разрез представлен толщей достаточно хрупких пород, перекрытых на уровне верхней кромки зоны отрывов экранирующими образованиями, то возникают благоприятные условия для формирования инъекционных жидких линз.

Брахикупольные структуры Риддер-Сокольного и Малеевского полиметаллических месторождений на Рудном Алтае могут служить примерами реализации в природе этих предпосылок. Рудные тела под куполом представляют собой отдельные жилы, сменяющиеся сначала рудным штоком, а затем — телами пластовой и неправильной форм, уже залегающих внутри кварц-баритовых куполов. Иногда выделяются мелкие рудные тела "кометообразной формы", установленные В.Н. Назаровым на Малеевском месторождении. Головная часть "кометы" сложена барит-свинцовыми рудами и имеет четкий верхний контакт. Хвостовая часть представлена шлейфом барит-полиметаллических прожилков и вкрапленности. Она ориентирована перпендикулярно к слоистости вмещающих пород и руд.

На основании геологических материалов и данных моделирования намечается следующая последовательность формирования подобных структур. На отдельных участках рудного поля над блоками, поднимающимися с более высокой скоростью, не только развивались системы трещин, но и проявлялась гидродинамика пластовых минерализованных растворов. Сложившиеся геодинамические условия вызывали мощное перемещение растворов как из нижнепалеозойского фундамента, так и из нижней части девонского вулканогенно-осадочного разреза. Движение их осуществлялось по плоскостям разрывов и зонам трещиноватости к подошве горизонтальных алевролитов, венчающих туфогенные образования. В связи с многократностью проявления блоковых подвижек внедрение жидкости происходило пульсационно. По мере поступления растворов зарождалась жидкая линза, которая, увеличиваясь в объеме, поднимала и частично раздвигала пластичные алевролиты. В структурном отношении деформированные таким образом пласты приобретали форму куполов, высота которых достигала десятков, диаметр — сотен метров.

Формирование куполов происходило в результате двух крупных серий инъекций, разделенных относительно спокойным временем: 1) свинцово-цинковой, кварцево-карбонатно-баритовой и 2) свинцово-цинковой, серицито-карбонатной. Внедрение жидкости в начале второго этапа вызвало смещение ранее накопленного в жидкой линзе вещества, которое еще не-

достаточно отвердело. В результате при дроблении его на куски и глыбы происходили и пластические деформации. При понижении тектонических напряжений поступление растворов прекращалось и проявление инъекционного гидровулканизма завершалось. Теперь жидкая линза оказывалась только под влиянием сил гравитации — на нее давили перекрывающие осадочные породы и толща морских вод. Снятие давления еще в жидкой минеральной среде приводило к выделению газов в виде пузырей, которые в дальнейшем сохранились в твердом минеральном теле в форме округлых полостей, каверн и пустот, покрытых щетками минералов.

Таким образом, в условиях эпизоды основным способом переноса рудного вещества является циркуляция в разной степени минерализованных подземных вод. Этот процесс полностью контролировался внешними динамическими факторами: перепадами гидростатического давления, силами тяжести, сейсмоакустическими, вибромиграционными и другими эффектами.

### СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МЕЗОЗОНЫ

Термодинамические условия мезозоны характеризуются исключительным разнообразием и контрастностью. Особенно ярко это проявлено в пределах мобильных участков земной коры — в зонах смятия. В целом в мезозоне преобладают низкие и средние температуры (100—400 °С) и умеренные давления (до 100 МПа); формируются цеолитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма; широко развиты складчато-разрывные структурные парагенезисы. Следует различать участки, расположенные в областях спокойной глыбово-блоковой складчатости и приуроченные к линейным зонам смятия. Первым присущи достаточно стабильные термодинамические условия, соответствующие средним параметрам мезозоны. В зонах смятия эти параметры варьируют в широких пределах, формируя своеобразный структурный парагенезис — шовную складчатость [27].

Соотношения структур и оруденения в мезозоне имеют тесные геолого-генетические корни. Сам процесс структурообразования часто инициирует миграцию и концентрацию в определенных участках минерального вещества. Здесь намечается несколько вариантов взаимосвязи: рудоотложение происходит в уже образовавшихся структурах; сами тектонические процессы формируют и структуры, и рудные залежи в их пределах; рудообразование вызвано только динамическими эффектами без возникновения новых структурных парагенезисов.

Роль складчато-разрывных метаморфогенных структур в формировании рудных месторождений не ограничивается пассивным вмещением постметаморфогенных гидротермальных, скарновых или пегматитовых месторождений. Появляется все больше и больше данных о том, что геодинамические процессы, сопровождающие зеленосланцевый метаморфизм, являются одним из ведущих факторов в ремобилизации непромышленного убогого оруденения в больших объемах пород и концентрации его в благоприятных по тектонофизическим условиям структурах. Эти

процессы привели к образованию многочисленных типов рудных месторождений от стратиформных докембрийских до жильных гидротермальных различного возраста (от докембрия до неогена). Они невозможны без тектонической переработки огромных масс горных пород. Развитие трещиноватости, кливажа, микрокатаклаза способствует освобождению и циркуляции поровых растворов и выщелачиванию рудных компонентов из пород и минералов.

Опыты по деформациям пород в условиях неравномерного сжатия показали, что сначала происходит уплотнение вещества, а затем — образование микротрещин. В результате возрастает эффективная пористость и проницаемость. Под влиянием механического воздействия на породы активно протекают процессы дегидратации и декарбонатизации даже в условиях низких температур. Например, при температуре 35 °С простое дробление способствует переходу диаспора в корунд, гётита в гематит и т.д. Достаточно одного механического воздействия, чтобы значительно усилить процесс декарбонатизации сидерита, смитсонита, родохрозита, магнетита и доломита. В результате отмеченных выше преобразований могут скапливаться достаточные для функционирования гидротермальной системы количества  $H_2O$  и  $CO_2$ . Механические процессы вызывают в зернах многих минералов (кварц, полевой шпат, карбонаты и др.) появление поверхностного слоя с повышенной растворимостью, и способствуют переходу этих минералов в раствор. Таким образом, растворы могут обогащаться элементами, содержащимися в породах в очень низких концентрациях.

Поля напряжений дестабилизируют твердые тела, увеличивая их внутреннюю энергию. Например, продолжительное механическое воздействие на кальцит увеличивает на несколько сот джоулей на моль его свободную энтальпию образования и повышает растворимость. При этом концентрации одних ионов в растворе возрастают (в 7–17 раз), а других уменьшаются (более чем в 10 раз). Так, при активации кварца в растворе увеличивается содержание  $SiO_2$  с 10 до 130 мг/л. В доломитовой среде эволюция раствора в аналогичных динамических условиях будет следующая: увеличение концентрации с 7,7 до 138,5 мг/л Mg и уменьшение с 12,9 до 1,2 мг/л Ca. Механические напряжения способствуют селективному обогащению поровых растворов рассеянными элементами. Если в активированную гидротермальную систему ввести фторapatит, содержащий около 400 нм урана, то в растворе концентрация последнего возрастет более чем в 300 раз [46]. Подобный механизм играет важную роль в процессах ремобилизации рудного вещества.

Сочетание полей напряжения, являющихся своеобразными катализаторами геохимических, гидротермально-метасоматических и других рудо-концентрирующих процессов, с геотермическими градиентами, существовавшими в земной коре, способствовали миграции элементов без циркуляции растворов. Их перемещения осуществлялись под воздействием термогравитационных и динамических эффектов. Скорость и масштабы процесса в значительной мере определялись структурой порового пространства и проницаемостью. При этом в основании термоградиентной колонны

накапливались более тяжелые ионы, происходило фракционирование изотопов, при котором более легкие из них мигрировали в головную часть колонны.

Подобный генезис предполагается для промышленных серебро-свинцовых залежей месторождений Индурупилли (Австралия), где рудные компоненты выносились из палеозойских филлитов и вулканитов и концентрировались вблизи пересечения разломов, внутри штамповых складок и т.п. [36].

Месторождения полезных ископаемых, сформировавшиеся в иных термодинамических условиях, попадая в мезозону, испытывают метаморфогенные преобразования, характер и интенсивность которых определяются физико-механическими свойствами руд и вмещающих пород, а также размерами рудных залежей. В самом общем виде при наложении на стратиформные колчеданно-полиметаллические тела зеленосланцевой фации метаморфизма эти изменения выразятся: 1) в образовании линзо- и лентообразных, в разной степени будинированных залежей, 2) развитии у контактов и на флангах залежей плоских линзообразных скоплений сульфидных агрегатов и расположении их удлинений согласно метаморфогенной линейности рудовмещающих пород, 3) дроблении пирита, 4) появлении полисинтетических деформационных и термальных двойников в сфалерите, 5) перекристаллизации и укрупнении сульфидных агрегатов, 6) развитии эвгедральных кристаллов пирита, кварца и карбонатов, 7) локальном брекчировании и кливажировании руд на контактах и 8) появлении в кварце рудовмещающих пород и руд деформационных lamell.

Все тектонические процессы, протекающие в зонах смятия, в той или иной степени контролируют концентрацию или рассеяние рудного вещества. Основные структурные элементы тектонического потока — разломы, складки пластического течения и кливаж — определяют направление и масштабы перемещения минеральных компонентов. Палеотектонический режим подобных зон определяется активными вертикальными перемещениями блоков пород по разломам в условиях горизонтальных либо наклонных, ориентированных перпендикулярно к простиранию зон сжимающих усилий. Контрастность деформационных процессов проявляется в поперечной структурной зональности — смене интенсивно деформированных полос менее деформированными и недеформированными; крайней неоднородности метаморфических проявлений, варьирующих от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. На локальных участках, вблизи крупных разломов, в процессе развития зон смятия возникали высокие давления (до  $5-6,5 \cdot 10^2$  МПа), которые способствовали образованию изоклинальной складчатости в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Как правило, зоны смятия являются структурами, длительно и унаследованно развивавшимися. Это выразилось в приуроченности их к геосинклинальным прогибам с развитыми вулканогенными комплексами, содержащими стратиформные залежи колчеданных и полиметаллических руд и последующей трансформации данных структур в линейные пояса

и зоны гетерогенных проявлений метаморфизма пород и руд и коренных преобразований первичных экзогенных, вулканогенных, тектоногенных и магматогенных структур. Возникшие тектоно-метаморфогенные структуры формировались в течение нескольких складчатых и постскладчатых стадий. Первые протекали при повышенных давлениях и температурах, а вторые — при низких термодинамических условиях. В ранние складчатые стадии образовались изоклинальные и флексурные складки течения с линейными структурами, параллельными осям складок, и линзовидной расслоенностью. Образование этих складок сопровождалось перемещением и вращением первичного послойного диагенетического кливажа и возникновением новой сланцеватости, параллельной осевым плоскостям складок. Поздние складчатые стадии характеризовались образованием открытых пологих складок поперечного изгиба.

Особенность систем ранних складок — их соосность, с направлением которой совпадает и линейность рудовмещающих пород и руд. Многочисленные нитевидные, сигарообразные и просто удлинённые рудные прожилки часто формируют ореол метаморфогенной минерализации около деформированных рудных тел. Синхронно с тектоническими преобразованиями складчатых стадий в локальных тектонически напряженных, глубинных зонах протекали палингенно-анатектические процессы, захватившие как вулканогенно-осадочные серии пород, так и заключённые в них рудные образования. Возникшие при этом расплавы внедрялись в более высокие приповерхностные структуры по разломам, зонам кливажа, брекчирования и трещиноватости и формировали дайки, штоки и силлы аплитовидных гранитов, диоритов и диабазов. В рудах, претерпевших селективное плавление, широко распространены шарообразные включения кварца, которые представляют собой реликты ранних кварцев. Под воздействием сульфидного расплава первичные угловатые очертания кварцевых зерен сглажены и оплавлены. Наблюдаются все стадии превращения первичного кварцевого агрегата в округлое магматическое образование.

Формирование тектоно-метаморфических структур в зонах смятия обычно протекает в закономерной смене палеотектонических режимов от горизонтального и наклонного положения сжимающих и растягивающих усилий на ранних стадиях (механизмы продольного сжатия, сплющивания) до крутоориентированного сжатия и горизонтального растяжения на поздних (механизм поперечного изгиба). Заключительные стадии часто имеют сдвиговый характер. Деформационные процессы этого времени приводят к образованию складок и флексурных изгибов с наклонными и вертикальными шарнирами. В результате сложного сочетания в пространстве и во времени режимов деформирования образуется пересекающаяся складчатость с антиформными и синформными складками.

#### СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ КАТАЗОНЫ

В условиях катазоны преобладают высокие температуры (более 400 °С) и давления (больше 200 МПа, обычно 500–1500 МПа), развива-

ются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма и ведущим способом структурообразования является пластическое течение. В данной обстановке породы и руды испытали интенсивные деформационные преобразования, были вовлечены в селективное плавление и изменили свой состав под воздействием метаморфических процессов. Месторождения, расположенные в этой зоне, относятся к трем группам: метаморфизованным, метаморфическим и ультраметаморфическим [2].

В группе метаморфизованных месторождений наиболее яркие представители — крупные стратиформные скопления цветных металлов, широко распространенные в докембрийских терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных сериях, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций (Брокен-Хилл, Оутокумпо, Холоднинское и др.). В истории формирования структур рудных полей и месторождений здесь выделяются три основных этапа: ранний синседиментационный, метаморфогенный и постметаморфогенный. В ранний этап произошло образование первичных промышленных пластовых или линзовидных рудных залежей. Этот процесс контролировался экзогенно-эндогенными и тектоно-вулканическими структурами и физико-географическими факторами.

В метаморфогенный этап происходила полистадийная перестройка рудоносных структур. В настоящее время уверенно удается реконструировать не более четырех стадий деформаций этого этапа. Чаще всего две или три стадии протекали в условиях возрастающих метаморфических фаций прогрессивного ряда (амфиболитовой — гранулитовой), а остальные связаны с регрессивным рядом (гранулитовая — амфиболитовая — зеленосланцевая фации). В течение ранних стадий формировались изоклинальные складки сначала с вертикальными, а затем с наклонными осевыми плоскостями и параллельным им кливажем. В это время происходил максимальный метаморфизм руд. Палеотектонические поля напряжений характеризовались горизонтальной ориентировкой и сжимающих и растягивающих усилий (действовал механизм продольного сжатия). В поздние стадии тектонический режим кардинально менялся. Теперь сжатие было вертикальным, а растяжение — горизонтальным (механизм поперечного изгиба). В этих условиях формировались широко развитые на рудных полях, антиформные и синформные складки. На заключительной стадии данного этапа иногда происходили сдвиговые деформации, приводящие к образованию эшелонированных, кулисных рядов дополнительных складок с вертикальными шарнирами.

Постметаморфогенный этап характеризовался главным образом блоковыми подвижками, обусловленными геодинамической обстановкой различных периодов тектонической активизации всей металлогенической области. Процессы динамометаморфизма привели к изменению пространственной позиции, форм и внутреннего строения рудных тел. Эти преобразования были неравномерными как для различных залежей, так и для отдельных частей одного и того же тела. Если залежь или ее часть в процессе складчатости оказалась в области шарнира формирующейся структуры, она увеличивалась в мощности и удлинялась вдоль шарнира. На крыльях складок, наоборот, рудные тела утоняются и часто будинируются. В целом

залежи в результате полистадийных разноплановых деформаций приобретают форму трехосного эллипсоида, длинная ось которого ориентирована параллельно шарнирам наиболее интенсивной системы изоклинальных складок, а плоскость с осями *ab* совпадает с положением кливажа.

Ремобилизация и перенос рудного вещества осуществлялись тремя способами: пластическим течением, диффузией и гидротермальным раствором. Пластическое течение было ведущим способом миграции в ранние стадии деформаций. В это время рудное вещество мигрировало в замковые части складок и растекалось вдоль их шарниров. В заключительные стадии метаморфогенного этапа более действенными механизмами переноса минеральных компонентов были диффузия и фильтрация во флюидной фазе, в результате которых происходила существенная метаморфогенная дифференциация руд. Наиболее подвижными компонентами были медь, свинец, редкие и рассеянные элементы. Они активно выносились из зон сжатия в области растяжения, где формировали жильные и штокерковые ремобилизованные тела. В целом метаморфизм руд выразился в перекристаллизации сульфидов, кварца, кальцита и других минералов в средне-крупнозернистые агрегаты; развитии порфиробластовых структур; разделении комплексных руд на отдельные компоненты в соответствии с миграционной способностью. Намечается ряд галенит—сульфосоли—пирротин—халькопирит—сфалерит—пирит от наиболее пластичного и мобильного галенита до хрупкого прочного и инертного пирита; в результате подобной дифференциации происходило обогащение отдельных участков, а также эндо-, и экзоконтактов и флангов залежей более мобильными компонентами руд; образовании метаморфогенных структур и текстур, прежде всего полосчатости, линейности, складок течения; повсеместном развитии в рудах вторичных минералов, принадлежащих соответствующей фации метаморфизма; образовании руд из метаморфических расплавов.

Метаморфические месторождения достаточно широко распространены в катазоне, однако выделение их всегда сопряжено с большими трудностями. Отделить рудные скопления, образовавшиеся в данной зоне, от существовавших ранее, но преобразованных при повышенных температурах и давлениях, часто практически невозможно. В связи с этим существует обширная группа спорных месторождений, генезис которых трактуется двояко. Одни исследователи, например, считают среднеуральские месторождения метаморфизованными первично вулканогенно-осадочными, а другие относят их к метаморфическим. Если спор вызывают залежи, локализованные в зеленосланцевых толщах, то что же говорить о рудных образованиях, находящихся в породах, испытавших более высокий метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций. Автор не стремится разрешить существующие классификационные трудности, а лишь указывает на важную роль метаморфических процессов в преобразовании и миграции рудного вещества. Они привели к существенному изменению первичного облика ранее существовавших залежей и в ряде случаев из непромышленной вкрапленности сформировали рудные тела, представляющие интерес.

Видимо к наиболее доказанным метаморфическим образованиям можно отнести некоторые железорудные месторождения в докембрии Украинского щита, а также часть пегматитовых тел в интенсивно метаморфизованных толщах. Рудоконцентрирующую роль в образовании залежей железных руд выполняли будинажные структуры. В условиях поперечного сжатия, наложенного на слоистый комплекс пород, содержащий непромышленное оруденение, происходил вынос кварцевого материала из межбудинных пережимов. В результате мощность деформированного пласта сократилась, а общая концентрация железа увеличилась. Таким образом, возникли залежи богатых руд, которые часто имеют форму столбов, реже пластов и линз, ориентированных перпендикулярно к шарнирам крупных складок (например, Саксаганской синклинали Кривого Рога). Подобным образом формировались не только отдельные залежи, но и целые месторождения, представляющие собой крупные межбудинные пережимы, а разделяющие месторождения безрудные пространства — собственно будины [2].

Рудоконтролирующая роль глубинных разломов в катазоне заключается в приуроченности к ним высокотемпературных калиевых и калинатровых метасоматитов с бериллиевым, ниобиевым, танталовым оруденением, некоторых редкометалльных пегматитов, а также магнезиально-скарновых месторождений магнетита и флогопита, мусковитовых и керамических пегматитов. Крупные рудоносные разломы в образованиях амфиболитовой фации характеризуются длительным унаследованным полигенным и полихронным развитием. В.И. Казанский выделяет пять глубинных уровней дислокационного метаморфизма [36]. Первые три приповерхностные представлены разрывными структурными парагенезисами (брекчированием, трещиноватостью, разрывами с глиной трения, зонами эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов). Четвертый и пятый уровни соответствуют наиболее глубинным частям разломов и сложены биотит-амфиболовыми blastомилонитами и blastокатаклазитами, инъекционными мигматитами, будинажными структурами и внутриразломными складками течения. В наиболее значительных разломах устанавливается наложение структурных элементов верхних уровней на более глубинные (регрессивный дислокационный метаморфизм), однако встречается и обратная последовательность (прогрессивный метаморфизм).

Структурные парагенезисы катазоны включают широкий набор морфологических типов складок (цилиндрических, конических, веерных и др.) размером от нескольких миллиметров до первых километров. В течение различных тектоно-метаморфических этапов возникали отличающиеся одна от другой складчатые системы (куполовидные, линейные, полого-волнистые, изоклинальные, дисгармоничные и др.), последовательное наложение которых привело к образованию пересекающейся складчатости. В сочетании со складками постоянно присутствуют разрывные нарушения и будинаж. Разломы представлены либо тонкими зонами милонитизации, либо разрывными, выполненными жильными минералами, по составу соответствующими метаморфическим ассоциациям, развитым в окружающих породах.

## СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ

Физические и механические свойства горных пород играют важную роль в формировании месторождений полезных ископаемых. Наиболее ярко взаимосвязь свойств и рудообразования установлена для гидротермальных месторождений [17, 35]. Функционирование гидротермальной системы приводит к необратимым изменениям физико-механических свойств. Это связано прежде всего с метасоматическим преобразованием пород, через которые фильтруются растворы. Кроме того, происходила эволюция свойств под воздействием теплового поля конвективной системы и существовавшего в этот период геодинамического режима.

Автор предлагает использовать комплекс физико-механических свойств в качестве новых поисковых предпосылок при изучении гидротермальных месторождений. В процессе исследования необходимо было выявить наиболее рациональный комплекс свойств, определить структурно-петрофизический контроль оруденения, установить взаимосвязь эндогенных геохимических ореолов с петрофизическими параметрами и оценить роль и масштабы преобразования свойств под влиянием поверхностного выветривания. Одна из важнейших задач — установить критерии разделения эпигенетического и сингенетического по отношению к вмещающему разрезу оруденения, а также отделить первичные, связанные с основным процессом рудоотложения, аномалии от вторичных, возникших позже под влиянием различных типов метаморфизма.

Для решения поставленных задач были выбраны эталонные объекты, которые включали прежде всего месторождения, не претерпевшие после образования существенных региональных метаморфогенных преобразований. К ним относятся жильные и штокверковые месторождения, ассоциирующие с сенонским вулканизмом (Борский рудный район), миоценовыми андезитовыми комплексами (Злетово) и третичным риолитовым вулканизмом (Гуанахуато). Вторая группа объектов относилась к гидротермальным месторождениям, связанным с вулканизмом и претерпевшим после образования в разной степени динамотермальные преобразования (Чекмарь, Шубинское, Греховское, Белоусовское, Иртышское и др.). Общая черта, присущая всем выбранным рудным проявлениям, — относительно однородный состав рудовмещающих образований и высокая степень обнаженности или плотная сеть горных и буровых выработок, позволившие достаточно надежно выявить геолого-структурные особенности месторождений и провести специальные структурно-петрофизические исследования.

### ПОИСКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЯХ

Горные породы, попадая в зону поверхностного выветривания, испытывают релаксацию напряжений, в связи с чем происходит раскрытие многих систем микротрещин. Одновременно под воздействием климатических факторов развиваются процессы дезинтеграции пород и образования каолина и гидрослюд. В результате отмеченных процессов увеличиваются

пористость, проницаемость и параметры насыщения и резко понижаются прочность, упругость и твердость. Масштабы изменения свойств пород в зоне выветривания зависят от их первичного состава, структуры, свойств, фациальной принадлежности, характера и степени гидротермально-метасоматической, метаморфической и тектонической переработки. Меньшим преобразованиям подвергаются массивные, однородные, слабдеформированные разности. Большие изменения испытывают деформированные и гидротермально-измененные образования. При прочих равных условиях процессы поверхностного выветривания дифференцированно влияют на эволюцию свойств в фациальном ряду (от менее изменяющихся к более чувствительным к поверхностным воздействиям): интрузии — субвулканы — экструзии — лавы — туфы. Это положение справедливо для образований близкого состава и зернистости.

Не рассматривая подробно проблему количественных соотношений физико-механических свойств невыветрелых и выветрелых пород, отметим только тесную корреляцию между этими двумя состояниями. Данное правило широко используется в практике региональных и локальных поисков. Оно составляет основу многих геоморфологических методов. Зоны повышенного гидротермально-метасоматического преобразования пород в связи с низкими упруго-прочностными свойствами слагающих их образований обычно образуют отрицательные формы рельефа. Наоборот, массивы интрузивных пород, субвулканические и лавовые тела и блоки монокварцитов формируют гряды, гребни, холмы и другие положительные формы.

Соотношения значений физико-механических свойств пород различных петрофизических групп будут близки независимо от того, взяты ли пробы для анализа на глубине (в горных выработках или скважинах) или на дневной поверхности. Важно сопоставлять данные о свойствах пород, расположенных в одной и той же физико-географической обстановке. Поверхностные пробы необходимо исследовать автономно. Их свойства можно сравнивать со свойствами глубинных пород только по относительным безразмерным коэффициентам. Например, схемы изолиний пористости, упругих параметров и других свойств по характеру узора будут тождественны независимо от того, составлены они по данным исследования только поверхностных проб или только глубинных. Различия петрофизических схем поверхности и горизонта невыветрелых пород будут в основном в абсолютных величинах физико-механических свойств.

Таким образом, систематическое (по равномерной сети или по профилям) изучение физико-механических свойств поверхностных образцов вполне обосновано методически, и полученные данные могут служить новыми дополнительными параметрами для суждения о рудоносности исследуемых площадей. Выполненная на надежной геолого-структурной основе работа по выявлению рудоносных структур в Борском рудном районе и на месторождении Злетово полностью подтверждает это положение [47, 48].

Изученная поисковая площадь расположена к северу от известных залежей медного месторождения Бор.

В ее пределах имеются различные признаки (образования железной шпаты, ярозиты, обеленные, пиритизированные и гидротермально-измененные породы) и предпосылки медного оруденения. К последним относятся: структурная позиция, развитие благоприятных магматических комплексов и др. Исследуемую территорию слагают меловые роговообманковые биотитовые андезиты, дациты и их туфы, пироксеновые андезиты, пелиты, диориты, кварцевые диорит-порфиры и широкие поля гидротермально-измененных пород. Поверхность повсеместно и равномерно обнажена. Особенность геологического разреза — однородный состав пород (резко преобладают в количественном отношении андезиты). На части территории ранее были проведены геохимическое опробование и поисковое бурение. Все это благоприятствовало проведению эталонных структурно-петрофизических и геодинамических исследований.

Изученная площадь представляет собой полосу андезито-дацитовых вулканитов, простирающихся в ССЗ направлении (рис. 26). Также ориентирована и основная масса разломов, имеющих крутое (под углами  $70 - 80^\circ$ ) падение на юго-запад. На восточном фланге полосы развиты осадочные карбонатные отложения. Вулканогенные породы испытали неравномерные гидротермально-метасоматические преобразования, инициированные двумя группами процессов: 1) биотитизацией, калишпатизацией и серицитизацией; 2) эпидотизацией, хлоритизацией, кальцитизацией и каолинизацией. Все гидротермальные преобразования сопровождалось окварцеванием и пиритизацией, иногда образованием вкрапленности халькопирита. В финальную фазу околорудных изменений происходила цеолитизация и интенсивная сульфатизация (образование гипса и ангидрита) пород. В целом размеры полосы вулканитов более 10 км при ширине около 1 км.

На схеме изолиний Кпк выявляется контрастное гетерогенное строение данной территории. В поперечном широтном сечении четко выделяются два комплекса пород по петрофизическим характеристикам. На западном фланге развиты более жесткие с пониженной пористостью и повышенной упругостью образования. Для них характерны невысокие значения Кпк. Восточный комплекс сложен пористыми, хрупкими породами с высокими величинами Кпк. Вблизи контакта между отмеченными петрофизическими комплексами располагаются локальные, весьма контрастные аномалии пониженных значений этого параметра.

Общее линейное субмеридиональное простирание аномальных участков прерывается поперечными широтными структурными элементами, которые фиксируются по изгибам изолиний Кпк. Имеются крупные широтные зоны, полностью разделяющие полосу вулканогенных пород на автономные блоки. Подобная картина наблюдается на южном участке района. Породы западного комплекса распространяются в широтном направлении и разделяют образования с высокими Кпк на два сектора — южный и северный. Наряду с такими крупными структурными элементами име-

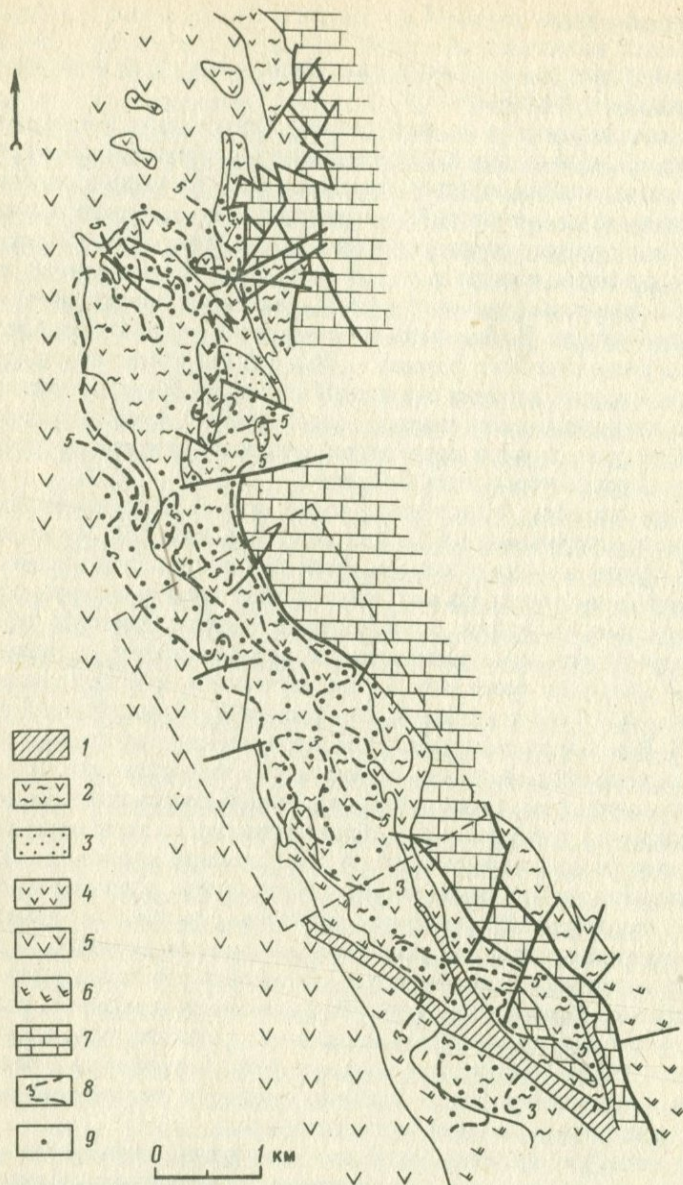


Рис. 26. Схема геологического строения поисковой площади.

1 - аллювиальные отложения; 2-6 - сенонский андезитовый комплекс; 2 - гидротермально-измененные андезиты, 3 - пелиты, 4 - роговообманково-биотитовые андезиты (тимоциты), 5 - агломератовые туфы и брекчии среднего состава, 6 - роговообманковые андезиты; 7 - меловые терригенно-карбонатные отложения; 8 - изолинии Кпк; 9 - пункты структурно-петрофизических наблюдений. Пунктирный прямоугольник - центральный поисковый участок

ются и более мелкие. Они устанавливаются по морфологии внутренних локальных аномалий, по резким изгибам изолиний Кпк и по переориентировке общего простирания изолиний данного коэффициента в различных секторах исследованной полосы.

Для изучения соотношений между петрофизическими, геодинамическими и геохимическими характеристиками пород более детально была исследована центральная часть поисковой площади с имеющимся рудным проявлением медно-порфирового типа и выявленными около него ореолами меди и молибдена. Статистическим многофакторным способом анализировалась совокупность петрофизических (плотность, эффективная пористость, Кпк), палеотектонических (наклон осей главных нормальных напряжений) и геохимических (концентрации меди и молибдена) данных. В результате были составлены две схемы: дендрографическая, позволяющая разделить всю совокупность пород на семь групп, и петрофизическая, основанная на выявленной систематике слагающих участков образований (рис. 27, 28, табл. 5). Из полученных данных следует, что между использованными в анализе характеристиками существует тесная взаимосвязь.

Первые три группы не содержат заметных концентраций меди и молибдена. Составляющие их породы характеризуются повышенной плотностью, несколько пониженными значениями эффективной пористости и низкими величинами Кпк. Сжимающие и растягивающие усилия действовали в направлениях от горизонтальных до вертикальных. В первой груп-

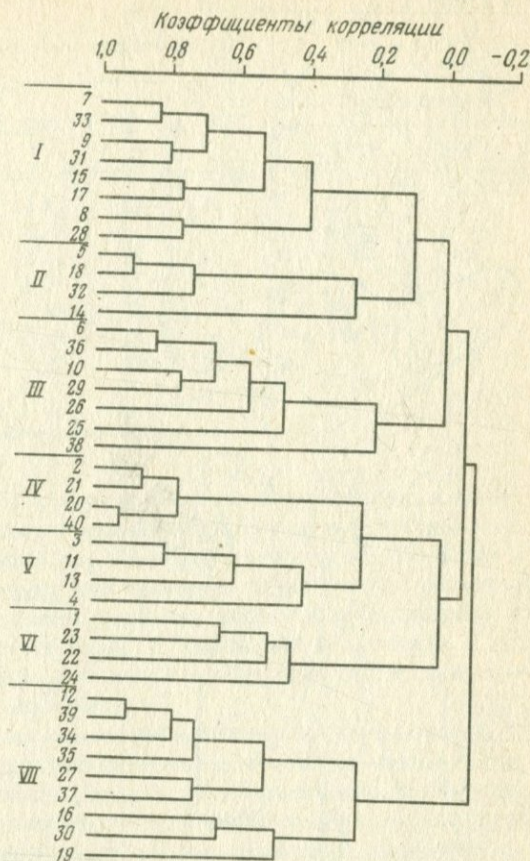


Рис. 27. Дендрографическая схема физико-механических ( $\Pi_{эф}$   $\rho$  и Кпк), геодинамических (углы наклона к горизонтальной плоскости осей главных нормальных напряжений —  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ) и геохимических (содержания Cu и Mo) характеристик образцов пород центрального поискового участка.

Арабские цифры — номера проб, римские — петрофизических групп

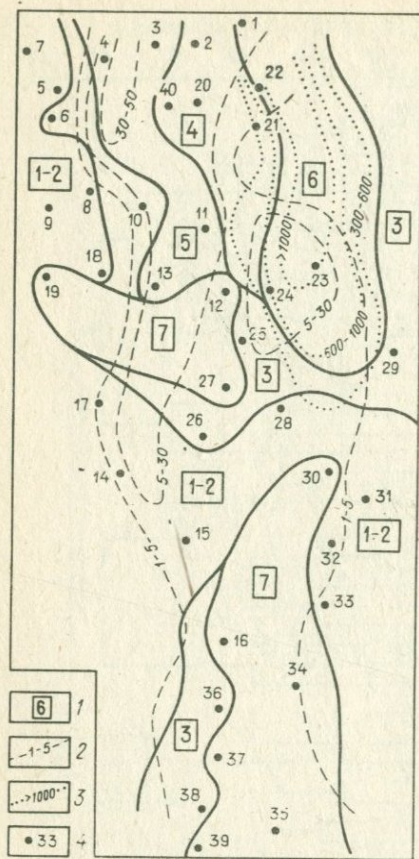


Рис. 28. Петрофизико-геохимическая схема центрального поискового участка. 1 – номера петрофизических групп пород; 2–3 – содержания в ч.м.: 2 – молибдена, 3 – меди; 4 – пункты отбора проб

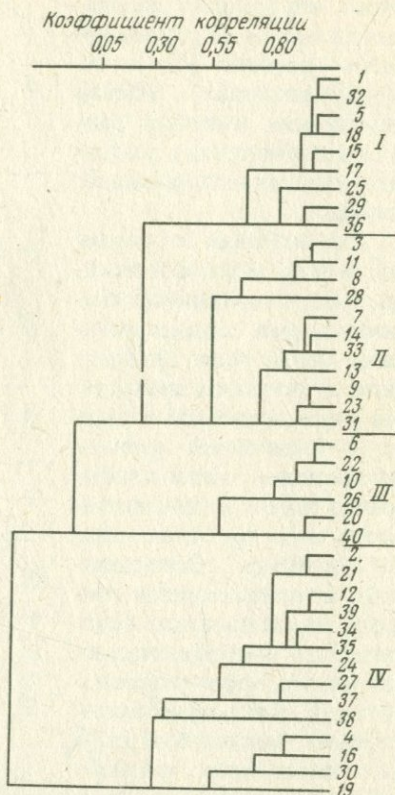


Рис. 29. Дендрографическая схема физико-механических ( $P_{эф}$ ,  $\rho$  и  $K_{пк}$ ) и геодинамических (наклон  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ) характеристик образцов пород центрального поискового участка

пе растяжение было вертикальным, а сжатие – субгоризонтальным; во второй оба усилия располагались в горизонтальной плоскости и в третьей – сжатие было ориентировано круто.

Породы IV, V и VI групп содержат рудную минерализацию от средних до высоких концентраций. Наиболее оруденелыми являются образования группы VI. По основным петрофизическим параметрам они приближаются к породам I группы, отличаясь только несколько более высоким  $K_{пк}$  и равномерным наклоном осей главных нормальных напряжений. Группы IV и V несут значительно меньшую рудную нагрузку. По сравнению с

## Петрофизические группы пород Бурского рудного района

Петрофизические группы	Пористость, %	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Кпк	$\alpha_1^*$	$\alpha_3^*$	Содержание, чм	
						Cu	Mo
I	9,4	2,46	1,53	63	22	155	2
II	4,4	2,58	0,75	14	4	110	3
III	9,4	2,47	1,16	23	51	155	3
IV	14,1	2,28	6,24	21	68	200	29
V	12,0	2,32	2,89	52	24	136	29
VI	9,6	2,41	2,14	39	36	938	13
VII	17,4	2,12	7,87	30	31	127	3

\* $\alpha_1$ ,  $\alpha_3$  — углы наклона к горизонтальной плоскости осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ .

породами первых трех групп и группы VI они менее плотны и более пористы. Направление сжимающих усилий в них крутое и выше значения Кпк. Группы IV и V различаются тем, что образования группы IV имеют в 2 раза больший Кпк, несколько повышенную пористость и меньшую плотность. Группа VII объединяет наиболее пористые и проницаемые образования, с низкими плотностями и высокими величинами Кпк. Растягивающие и сжимающие усилия при их формировании действовали в наклонных (под углом 30°) направлениях.

Петрофизико-геохимическая схема, составленная по данным рассмотренного выше дендрографа, позволила выявить некоторые новые черты строения исследуемой территории (см. рис. 31). Установлено, что породы группы VII фиксируют центральную, узкую, наиболее деформированную зону. В ее пределах интенсивно проявился весь комплекс гидротермально-метасоматических процессов. В поле развития образований группы VII, слагая локальные участки, располагаются породы групп IV, V и VI. В них за счет повышенного окварцевания и калишпатизации произошло понижение  $\Pi_{\text{Эф}}$  и увеличение  $\rho$ . Характерно разделение металлов. У западного контакта зоны возникла группа V с повышенными концентрациями молибдена, а у восточного — группа VI, содержащая медную минерализацию. Между ними располагаются образования группы IV, обладающие многими свойствами исходной группы VII (высокими  $\Pi_{\text{Эф}}$  и Кпк и низкой  $\rho$ ). Во всех случаях породы первых трех групп являлись экранами для эндогенной рудной минерализации. Они ограничивали поля распространения окolorудных метасоматитов и оруденения.

Анализ только петрофизических и палеотектонических параметров без геохимических данных в целом подтвердил установленную группировку пород. На дендрографической схеме отчетливо выделились четыре группы образований (рис. 29). Первая объединяет группы I, II и III петрофизико-геохимического дендрографа (см. рис. 27), вторая — группы I и V, третья — III и IV и четвертая — почти полностью соответствует

группе VII. Таким образом, совершенно отчетливо прослеживается приуроченность рудной минерализации к промежуточным между крайними типами — малопористым упругим и проницаемым малоплотным — групп пород (II и III на дендрографе, рис. 29).

### Полиметаллическое месторождение Злетово

Месторождение относится к типичным низко- и среднетемпературным гидротермальным рудным образованиям, ассоциирующим с миоценовыми вулканическими комплексами и представленным жилами выполнения трещин и разломов. Породы и руды после образования не претерпели существенных региональных метаморфических преобразований. Их свойства в значительной мере сохранили те значения, которые они имели до рудообразования либо приобрели в процессе формирования месторождения.

Жильное рудное поле Злетово расположено в вулканической области Кратово—Злетово в зоне сочленения складчатых поясов альпийского орогенеза (динарид) со срединным Сербско-Хорватским массивом, сложенным интенсивно дислоцированными кристаллическими сланцами. Рудовмещающий разрез представлен пологозалегающей толщей миоценовых вулканогенно-осадочных пород. В количественном отношении резко доминируют вулканиты. Среди них выделяются (в порядке распространенности): лавы, туфы и игнимбриты андезито-дацитового состава, трахиандезиты, кварциты и терригенные породы. Район хорошо обнажен, и на аэрофотоснимках отчетливо дешифрируются кольцевые структуры и радиальные системы разломов, представляющие собой фрагменты палеовулканических сооружений.

В пределах рудного поля ведущая структура — палеовулкан, осложненный системой сбросов северо-западного простирания. Выделяются две группы нарушений. Одна имеет северо-восточное падение, вторая — юго-западное. Углы падения изменяются в интервале  $50-90^\circ$ , преобладают  $75-85^\circ$ . Как по простиранию, так и по падению отмечаются частые изгибы, ветвления и локальные затухания разломов. Плоскости нарушений обычно имеют слабоволнистую форму. Наряду с мелкими единичными трещинами наблюдаются крупные сложно построенные разрывы, состоящие из сопряженных и оперяющих систем сколов и отрывов и прослеживающиеся на многие километры.

Одно из подобных нарушений — разлом, вмещающий жилу 10, простирания в северо-западном направлении на расстояние более 2,5 км. На планах видно, что это сопряженные системы крутопадающих разрывов, одна из которых простирается в ССЗ направлении, а вторая — СЗ. Угол между ними достигает  $35^\circ$ . Разлом жилы 10 являлся рудоподводящей и рудолокализирующей структурой. По нему происходила циркуляция гидротермальных растворов и в благоприятных по структурно-петрофизическим характеристикам условиям образовывались жильные руды.

Помимо жильного полиметаллического типа оруденения в пределах одной и той же вулканической структуры развита медно-порфировая

минерализация, сформировавшая штокверковые залежи. Наиболее крупный штокверк обнаружен на участке Златица—Плавица. Он приурочен к деформированному и сложенному измененными породами вулканическому сооружению постверхнеэоценового времени. По составу выделяются туфы и лавы андезитов и дацитов, а также тела трахитов и микрокварцитов. Структура слабо эродирована. На поверхности и в приповерхностных зонах распространена аргиллит-монтмориллонитовая гидротермально-метасоматическая ассоциация и имеются аномалии меди, свинца и цинка. Оруденение генетически связано с субвулканическими телами кислого состава, залегающими в жерловой и прижерловой зонах палеовулкана.

Жила 10, детально изученная нами, на поверхности трассируется полосой измененных и брекчированных пород мощностью в среднем 40—60 м. Наиболее распространенные типы изменений — окварцевание, серицитизация и аргиллизация вмещающих вулканитов андезито-дацитового состава. В поперечном сечении в строении полосы выделяются три зоны: центральная, промежуточная и периферийная. Центральная сложена наиболее преобразованными породами. Это полистадийные брекчии, сцементированные кварцем и рудными минералами (галенит, сфалерит и халькопирит). Обычно рудные скопления сконцентрированы по периферии зоны, а ядерная часть ее полностью безрудная. Она состоит из агрегатов кварц-серицит-монтмориллонитовой ассоциации, образовавшихся по брекчированным андезито-дацитам.

Промежуточная зона расположена по обе стороны от центральной. В ее пределах отчетливо выявляются реликты первичных пород. Изменения представлены серицитовой и аргиллит-монтмориллонитовой ассоциациями вторичных минералов и гидротермально-метасоматическими сульфидными образованиями. Периферийная зона фактически фоновая. Породы изменены минимально. Это легко диагностируемые лавы, туфы и экструзии среднего и кислого состава. В них отмечается в основном аргиллит-монтмориллонитовая ассоциация вторичных минералов, являющихся продуктами низкотемпературного синвулканического метаморфизма.

Статистический многофакторный анализ совместно петрофизических (плотности, эффективной пористости, параметров насыщения, модуля Юнга, коэффициента Пуассона и Кпк) и геохимических (содержания свинца, цинка, меди и бария, а также суммы металлов) данных позволил составить дендрографическую схему, в которой учтены результаты анализов 26 проб из трех профилей через жилу 10 (рис. 30, 31). Из этой схемы видно, что все породы и рудные образования составляют два комплекса, различающиеся по данному набору свойств. Первый комплекс включает все пробы, взятые в центральной и промежуточной зонах. Для них характерны высокая пористость, условно-мгновенное насыщение, постоянная насыщенность и Кпк и низкая упругость, которая в сочетании с небольшим коэффициентом Пуассона позволяет отнести данные породы к хрупким образованиям. По сравнению с породами второго комплекса здесь отмечается более чем в 2 раза более высокое содержание суммы металлов. Второй комплекс объединяет пробы существенно менее порис-

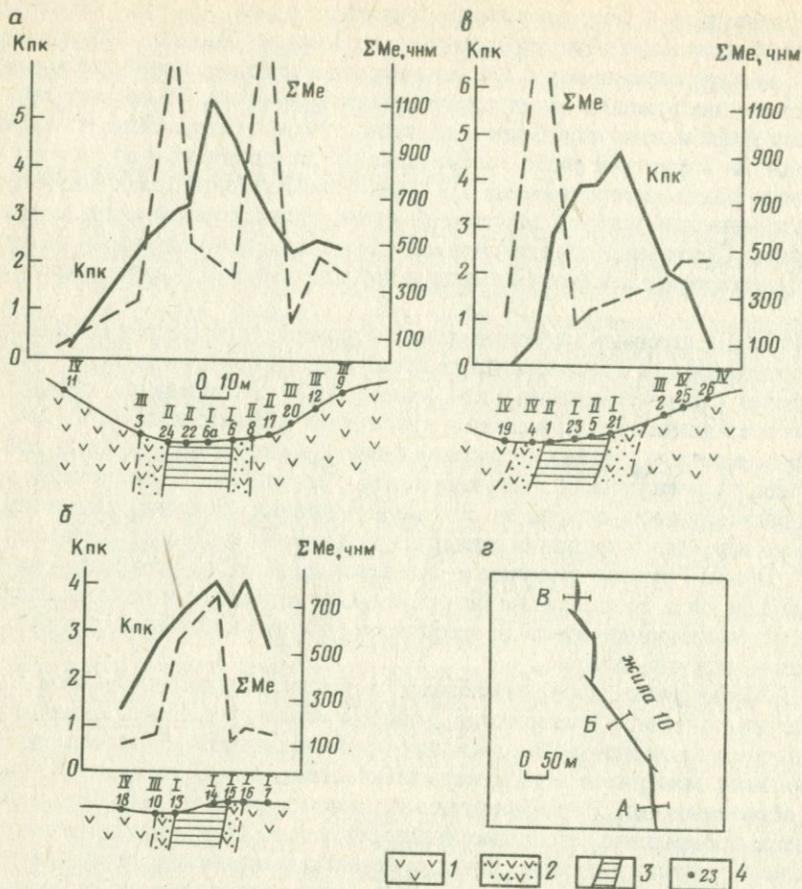


Рис. 30. Петрофизико-геохимические профили через жилу 10 месторождения Зле-тово.

1 – слабо измененные андезиты; 2 – гидротермально-измененные андезиты; 3 – минерализованная зона жилы; 4 – места отбора и номера проб; а, б, в – профили через жилу; г – схема расположения профилей; I–IV – петрофизические группы пород (см. дендрограф на рис. 31)

тые и проницаемые, но значительно более упругие. Они взяты на флангах минерализованной полосы и характеризуют наименее измененные разности.

Каждый комплекс, в свою очередь, разделяется на две петрофизико-геохимические группы образований (см. рис. 31). На фоне в целом достаточно тесной корреляции внутри каждой группы выделяются отдельные пробы, расположенные в различных частях дендрограммы, которые не имеют тесных связей ни с одной из выделенных групп. Таких проб пять

(№ 4, 5, 8, 24, 25). Все они представляют собой рудные образования с повышенной концентрацией металлов.

Первый комплекс включает группы I и II. Первая группа относится к наиболее пористым и проницаемым образованиям. Пробы имеют максимальные значения Кпк, эффективной пористости и параметров насыщения и низкие упруго-прочностные характеристики. Они развиты в центральных частях разломов, максимально изменены гидротермальными процессами и содержат несколько повышенные концентрации металлов. Однако рудных скоплений в них мало. Это в основном рудоподводящие структуры. Группа II объединяет пробы из промежуточной зоны. Для них характерна по сравнению с предыдущей группой более

низкая пористость и несколько повышенные величины упругих свойств. Особенность данных образований заключается в том, что наиболее часто жильные руды формируются именно в поле их развития.

Второй комплекс состоит из III и IV групп. Из них III группа включает образования, которые более пористы и менее упруги, чем породы IV группы, но значительно уступают по этим характеристикам образованиям первого комплекса, т.е. они менее пористы и проницаемы и более упруги. Породы III группы располагаются еще на большем удалении от центральной части минерализованного разлома. Иногда они слагают лежащий бок жилы. Группа IV играет важную роль в формировании структуры месторождения и локализации жильных рудных тел. К ней относятся наименее измененные гидротермально-метасоматическими процессами породы. Они имеют низкую пористость и проницаемость и высокие упруго-прочностные свойства. В целом в образованиях этой группы содержания рудных элементов минимальные относительно всех других групп, но в благоприятных структурных позициях здесь формируются отдельные жильные тела и рудные столбы.

Выделенные четыре петрофизико-геохимические группы пород в разрезе жилы образуют отчетливую зональность. В центре развиты образования I группы, затем следуют породы II, их сменяют — III и по периферии

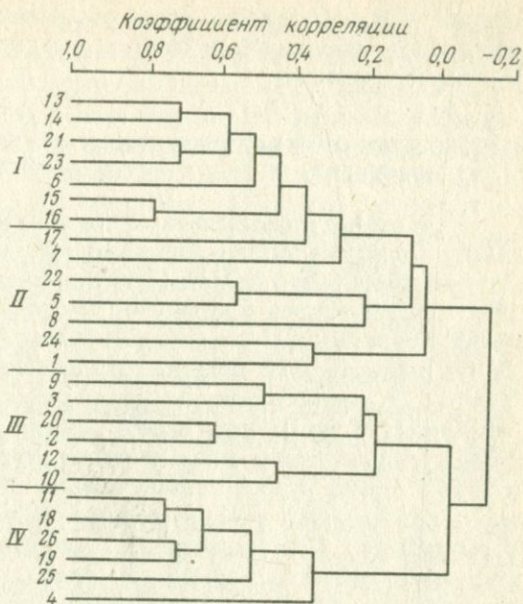


Рис. 31. Дендрографическая схема физико-механических ( $P_{эф}$ ,  $A$ ,  $B$ ,  $E$ ,  $\mu$ ) и геохимических (суммарное содержание  $Pb$ ,  $Zn$  и  $Cu$ ) характеристик образцов пород из профилей через жилу 10

олосы минерализованных пород отмечаются образования IV. В этом же направлении происходит и падение усредненных значений концентраций рудных компонентов.

### СООТНОШЕНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН

Проведенные исследования на поисковой площади в Борском рудном районе и в полосе выхода полиметаллической жилы 10 на месторождении Злетово позволили установить важную роль петрофизических и геодинамических параметров в процессах локализации гидротермального оруденения. При поисках в палеовулканических областях, к которым относятся оба рассмотренных объекта, комплексный анализ схем изолиний Кпк (см. рис. 26), петрофизических карт и разрезов, схем ориентировок палеотектонических полей напряжений показал, что рудная минерализация в данных районах приурочена к палеоструктурам, в которых тектонический режим в период рудообразования соответствовал классу режимов растяжения с субвертикальной ориентировкой сжимающих усилий и пологой — растягивающих. Подобный тип поля напряжений обычно возникает при деформации поперечного изгиба. В связи с ним формируются купольные и штамповые структуры, в апикальных частях которых и концентрируется гидротермальное оруденение.

По палеорежиму выделяются участки с кольцевыми структурами, к которым приурочены геохимические аномалии и рудные проявления. Рудоконтролирующие разломы фиксируются резкими положительными аномалиями Кпк и петрофизическими группами пород с высокими значениями пористости и низкой плотностью. Выделяется особый кольцевой тип петрофизических аномалий, наиболее перспективный на эндогенное оруденение. Он характеризуется тем, что на фоне высокой положительной аномалии Кпк выделяются мелкие локальные рудные аномалии Кпк с пониженными значениями этого параметра. Именно к ним и приурочены рудные скопления и геохимические аномалии.

Анализ данных по пространственному распределению петрофизических и геохимических аномальных зон позволил установить два типа соотношений между ними. Первый, наиболее распространенный тип представлен петрофизической аномалией с отчетливым максимумом значений Кпк в центре (см. рис. 30, а). По периферии ее располагаются комплексные геохимические аномалии. В случае вертикального расположения рудоподводящего разлома позиция аномальных зон симметрична. Однако чаще разлом занимает наклонное положение. В этом варианте значения Кпк в кровле нарушения имеют минимальные величины, а в лежащем боку представлены всей гаммой переходов от минимальных (в кровле) до максимальных (в центре разломной зоны) значений. В кровле всегда развиты более интенсивные геохимические аномалии, а в лежащем боку они менее резкие; иногда представлены несколькими более мелкими. Как в пределах отдельных геохимических аномалий, так и во всей петрофизико-геохимической аномальной системе распределение металлов подчиняется

следующей закономерности. В кровле рудной зоны преобладают аномалии цинка и свинца, иногда с медью. В направлении к лежащему боку в составе аномалий большее значение приобретает медь. Примером отчетливой асимметричной аномалии может служить геохимико-петрофизический профиль В по жиле 10 (Злетово). Здесь породы кровли разлома имеют Кпк, равный нулю, в то время как центральная часть аномалии представлена образованиями с высокими Кпк (4,64) (см. рис. 30). Непосредственно под экраном малопористых пород в кровле зоны расположена узкая линейная аномалия с высокой концентрацией металлов.

Второй тип соотношений в петрофизико-геохимической системе характеризуется совпадением в пространстве конфигураций петрофизических и геохимических аномалий (см. рис. 30, б). Это наблюдается на участках уменьшения размеров рудных зон, понижения суммарной концентрации металлов в аномалии и наличия в пределах зон мелких экранирующих поверхностей (чередование высоко- и малопористых блоков пород). Кроме того, подобная картина возникает на участках верхних выклиниваний рудных зон.

Целесообразность при поисках проведения исследований для выявления петрофизических аномалий заключается в том, что они в 2–5 раз по масштабам превосходят геохимические аномалии; строение петрофизических аномалий позволяет определить направление падения рудной зоны, ее величину и уровень эрозионного среза; наиболее крупные геохимические аномалии располагаются со стороны резкого ограничения петрофизической аномалии, там же где она выполаживается, последние имеют небольшие размеры.

### Серебряно-золотое месторождение Гуанахуато в Мексике

Рудное поле Гуанахуато расположено на северо-восточном фланге антиклинальной складки северо-западного простирания, являющейся частью региональной геоантиклинали, которая протягивается на 1400 км параллельно западному побережью Мексики. Ядро антиклинали слагают филлиты, глинистые сланцы и известняки, имеющие возраст от докембрия до мела, а на флангах развиты терригенные и вулканогенные отложения эоцена — олигоцена. Интрузивные образования представлены позднемеловым — раннетретичным комплексом Ла Луз, включающим штоки и дайки от диоритов до гранитов, и более молодыми мелкими телами риолитового и андезитового составов, залегающими среди олигоценовых вулканитов.

Основной каркас структуры рудного поля образован четырьмя системами сбросов: Вета Мадре, Ла Сьерра, Ла Луз и пострудной. Первые три системы вмещают рудные жилы, простираются в северо-западном направлении и имеют юго-западное падение под углами от 35 до 75°. Детальные исследования рудных тел в подземных горных выработках, документация керн скважин и данные лабораторного изучения физико-механических свойств пород и руд позволили выявить структурно-петрофизический контроль оруденения [6].

Главные рудоконтролирующие структуры — системы сбросов с вол-

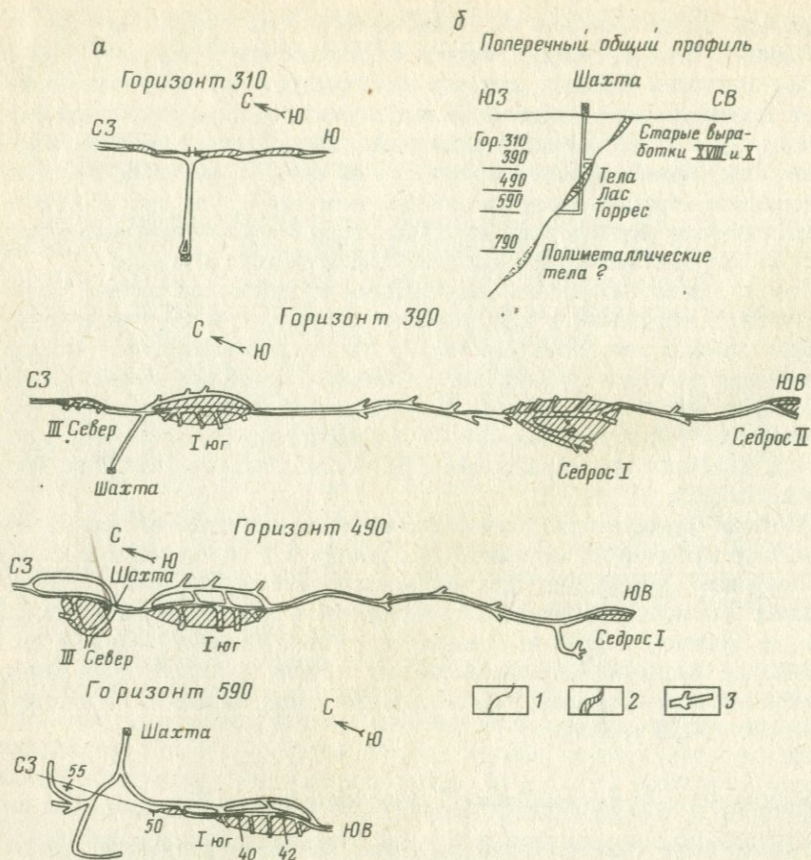


Рис. 32. Погоризонтные планы (а) и поперечный профиль (б) жилы Вета Мадре на участке Лас Торрес.

1 — жила Вета Мадре; 2 — рудные штокверки; 3 — горные выработки

нистой морфологией плоскостей нарушений (рис. 32). В местах вогнутых изгибов при подвижках образовывались полости или ослабленные зоны, в которых сформировались рудные столбы, которые в настоящее время являются основными объектами эксплуатации. Отмечается прямая связь между амплитудой смещения по сбросу в направлении его падения и масштабами оруденения. Так, жила Вета Мадре образует резкий горизонтальный изгиб в районе горы Чичиндаро в связи с наличием в этом месте вулканического некка. Максимальные смещения по сбросу происходили к северу и югу от этого изгиба. Севернее максимальная амплитуда 1700 м отмечается на руднике Ла Валенсиана, вблизи некка — 810 м, а на руднике Лас Торрес около 1415 м. К югу по мере удаления от крупных рудных скоплений амплитуда смещения уменьшается и составляет первые сотни метров. Различные амплитуды перемещения по сбросу Вета Мадре связаны с системой поперечных сбросов, по которым различные части рудо-

носной структуры смещены на разную глубину. Таким образом, наиболее значительное оруденение (Ла Валенсиана, Ката и Лас Торрес) образовалось на участках максимального смещения.

Промышленное оруденение встречено в различных по составу породах. На рудниках Сирена и Раяс оно находится в филлитах; на рудниках Эль Кармен, Перегрини и Эль Найал — в риолитах; на руднике Эль Кубо — в андезитах и конгломератах и на Эль Нопал — в конгломератах. Крупные жилы и штокверки более независимы от литологии вмещающих толщ, чем мелкие, которые существенно меняют концентрацию металлов при переходе из одних пород в другие. Например, на участке Эль Монте жила в горизонтальном направлении пересекает разные типы пород. Установлено, что главные обогащенные участки ее находятся в интрузивных образованиях, а к филлитам приурочено маломощное и бедное оруденение.

По вертикали в крупных жилах отмечаются три уровня оруденения: высокий — от дневной поверхности до отметки 2100 м над уровнем моря, низкий — от 2100 до 1700 м и глубокий — ниже 1700 м. Рудные тела глубокого уровня сложены полиметаллами, а низкого и высокого — серебряно-золотыми рудами. Горизонтальная зональность оруденения выражается в том, что содержание золота, а также отношение Au/Ag увеличиваются от столба к столбу с запада на восток. Однако при этом размеры рудных столбов уменьшаются.

Формирование жил и ореолов околорудно-измененных пород протекало в четыре стадии: раннюю, сульфидную; две рудные (белого кварца и прозрачного кварца — кальцита) и пострудную, кальцитовую. В первую, предрудную стадию активно проходили процессы пропилитизации с образованием хлорит-кальцит-пиритовой ассоциации вторичных минералов. При этом степень пропилитизации увеличивается по направлению к рудным жилам. Обе рудные стадии сопровождалась процессами изменения боковых пород, сначала адуляризацией, а затем серицитизацией и аргиллизацией. Наиболее интенсивно адуляризованы породы около жил и внутри штокверков. Аргиллизированные породы образуют ореолы вокруг рудных тел, висячем боку; ширина ореола изменяется от 8 до 15 м, в верхних частях рудных тел она увеличивается до 25 м. Серицитизация развивается в вулканических породах, главным образом в риолитах. В рудных штокверках образовались вторичные кварциты.

Чтобы выяснить роль влияния физических и механических свойств среды на локализацию серебряно-золотого оруденения, автором были изучены пробы пород и руд на участке Лас Торрес жилы Вета Мадре с помощью методов, используемых при руднопетрофизических исследованиях. Наиболее информативными для близповерхностных вулканогенных гидротермальных образований, к которым относится месторождение Гуанахуато, являются такие свойства, как эффективная пористость ( $P_{эф}, \%$ ), постоянная насыщения ( $B, ч^{-1}$ ), модуль Юнга ( $E \cdot 10^4$  МПа), коэффициент Пуассона ( $\mu$ ) (табл. 6). Важный параметр для выяснения условий рудообразования — это комплексный петрофизический коэффициент (Кпк), который является расчетной обобщающей числовой характеристикой, объединяющей отмеченную выше группу физико-механических

Физико-механические свойства рудовмещающих пород  
в руд месторождения Гуанахуато

№ про- бы	Содержание, г/т						
	Пэф, %	$B, \text{ч}^{-1}$	$\mu$	$E \cdot \text{пх}$ $\times 10^4 \text{ МПа}$	Кпк	Au	Ag
<i>Блок Север</i>							
1	2,72	0,372	0,17	6,32	0,79	—	—
2	2,79	0,299	0,24	6,08	0,77	0,89	329
3	5,75	0,621	0,31	3,51	2,16	—	—
4	8,48	0,493	0,21	4,59	1,95	—	—
5	5,00	0,350	0,26	4,91	1,34	0,90	202
6	3,60	0,181	0,36	3,56	1,30	0,9	202
<i>Блок I</i>							
7	3,41	0,076	0,34	4,12	0,80	0	0
8	1,29	0,061	0,14	6,60	-0,33	0,58	206
9	11,93	0,116	0,30	3,03	2,22	0,57	156
10	2,32	0,167	0,21	6,25	0,25	0,74	240
11	1,42	0,470	0,21	5,64	0,56	0,74	240
12	1,77	0,470	0,14	6,83	0,51	0,31	119
13	2,01	0,559	0,20	5,37	0,94	0,66	205
14	2,34	0,538	0,21	6,84	0,71	1,26	314
15	1,97	0,405	0,20	7,07	0,45	0,74	88
16	1,69	0,559	0,24	5,90	0,76	0,74	88
17	2,41	0,877	0,09	5,57	1,16	1,96	372
18	2,47	0,538	0,22	6,41	0,79	1,96	372
19	2,31	0,287	0,17	6,22	0,54	1,56	373
20	2,01	0,405	0,24	5,80	0,69	1,56	373
21	4,26	0,490	0,01	1,61	3,62	1,96	372
22	3,48	0,295	0,22	6,76	0,73	1,70	323
23	2,09	0,374	0,15	6,51	0,69	1,70	323
<i>Блок Седрос</i>							
24	3,06	1,187	0,31	4,06	1,06	21,93	333
25	2,61	0,002	0,23	6,70	0,09	0	0
26	2,47	0,160	0,33	3,88	0,89	0	0
27	3,28	0,171	0,18	1,04	4,81	0	0
28	4,57	0,180	0,21	5,21	0,96	0	0
<i>Между блоками Север и I</i>							
29	9,34	2,300	0,28	2,70	3,43	0	0
30	2,05	0,139	0,22	6,52	0,16	0	27
31	2,73	0,214	0,26	2,57	1,69	0	22
32	2,70	0,087	0,33	3,95	0,48	0,15	75
33	5,89	0,415	0,32	3,44	1,98	0	0
34	1,88	0,263	0,39	3,59	1,02	0	32
35	3,02	0,001	0,37	3,52	1,48	0	0
36	3,87	0,001	0,31	3,30	1,90	0	0
<i>Между блоками I и Седрос</i>							
37	2,38	1,29	0,29	5,62	0,32	0,01	26

№ пробы	Содержание, г/т						
	Пэф, %	V, ч <sup>-1</sup>	μ	E·n x 10 <sup>4</sup> МПа	Кпк	Au	Ag
<i>За пределами штокверка в висячем блоке</i>							
38	31,32	0,098	0,30	4,55	2,11	0	0
39	13,59	0,128	0,18	2,33	2,88	0	0
40	15,62	0,221	0,17	2,03	6,07	0	0
41	9,30	1,133	0,25	2,86	2,99	0	0
<i>В лежащем блоке</i>							
42	2,89	0,144	0,25	5,59	0,55	0	0
43	5,36	0,285	0,33	3,96	1,60	0	0
<i>За пределами рудника</i>							
44	6,68	0,237	0,13	1,84	3,16	0,01	0
45	12,16	0,297	0,23	3,12	2,49	0	0
46	2,41	0,248	0,26	4,81	0,91	0	0
47	20,72	0,370	0,34	2,20	3,53	0	0,01
48	1,87	0,208	0,28	7,64	0,27	0	0

Примечание. Образцы 1, 3, 4, 35–37, 42–44 – конгломераты, 2, 5, 6, 8–31, 32–34, 38–40, 45 – риолиты, 32, 41, 47 – туфы андезитов, 46 – грахиандезит, 48 – известняк малометаморфизованный.

свойств пород и руд, существенно влияющих на течение гидротермального процесса.

Рудная зона жилы Вета Мадре контролировалась крупным разломом сбросо-сдвигового типа, имевшим волнистую поверхность. Внутреннее строение разломной зоны достаточно сложное. Как по падению, так и по простиранию выделяются вогнутые и выпуклые участки плоскости сбрасывания. В местах их сочленения отмечается локальное ветвление основного разлома. Максимальные раздувы минерализованной зоны наблюдаются в пределах вогнутых частей разломной плоскости, а заметное утонение – в выпуклых. Формирование разлома началось значительно раньше функционирования гидротермальной системы и, бесспорно, продолжалось в интратрудное время.

Исследование физико-механических свойств пород месторождения с построением дендрографической схемы по данным комплекса изученных свойств и содержаний рудных компонентов (Au и Ag в 48 пробах) позволило выделить несколько структурно-петрофизических факторов, определивших как развитие предрудного разлома, так и особенности строения самой рудной зоны (см. табл. 6 и рис. 32, 33, 34).

Основной разлом наиболее четко выражен морфологически на участках, где имеются резко различающиеся по физико-механическим свойствам два комплекса пород. В этом случае главный разлом представлен

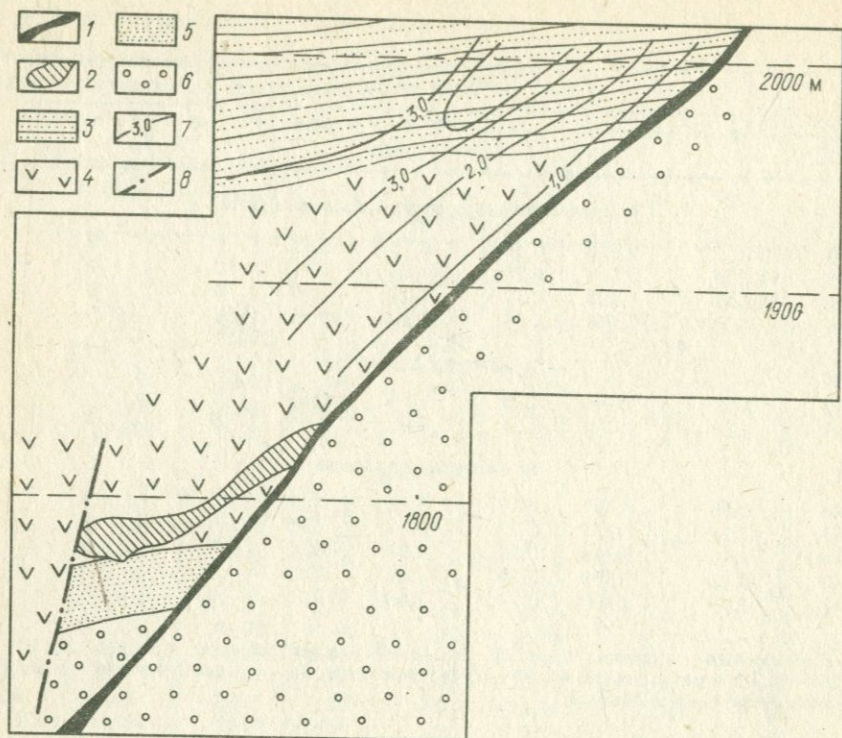


Рис. 33. Поперечный профиль жилы Вета Мадре с изолиниями Кпк.

1 – жила Вета Мадре; 2 – рудный штокерк; 3–5 – олигоценовые отложения: 3 – кристаллокластические андезитовые туфы, 4 – неслоистые литокристаллокластические туфы риолитового состава, 5 – туфогенные карбонатные песчаники; 6 – эоцен-раннеолигоценовые конгломераты; 7 – изолинии Кпк; 8 – оперяющие сбросы

одним нарушением и примыкающей к нему узкой зоной брекчированных пород. Обычно в кровле мы имеем высокопористые (5–25%), хрупкие, малоупругие (модуль Юнга  $(2-5) \cdot 10^4$  МПа) образования. В лежащем боку породы (чаще всего конгломераты) отличаются пониженной пористостью (3–4%), параметрами насыщения ( $B = 0,08-0,12 \text{ ч}^{-1}$ ) и повышенными упругими параметрами ( $E = (3,5-5,5) \cdot 10^4$  МПа,  $\mu = 0,25-0,35$ ). Кпк пород кровли, как правило, значительно выше 1 (1–3), а подошвы – либо равен 1, либо меньше этой величины.

На участках, где разлом рассекал геологический разрез, сложенный породами, которые характеризовались однородными значениями физико-механических свойств, тектоническая зона приобрела нечеткие очертания и состояла из серии субпараллельных сопряженных и сопутствующих разломов и зон трещиноватости. Чаще подобная ситуация наблюдается, когда разрез представлен высокопористыми, хрупкими породами.

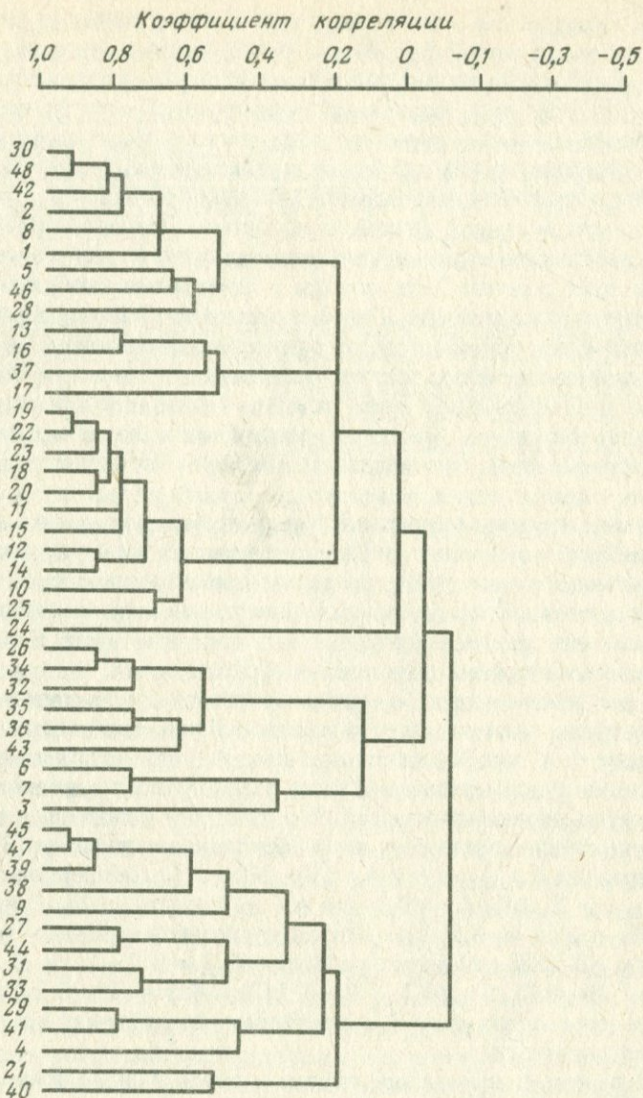


Рис. 34. Общая дендрографическая схема физико-механических и геохимических характеристик пород и руд на участке Лас Торрес (см. табл. 6)

Положение, размеры и масштабы оруденения штокверков и отдельных жил определялись тремя типами петрофизических барьеров рудоотложения. Наличие первого типа отмечалось, когда зона рудоподводящего разлома проходила по границе хрупких, пористых толщ с упругими, мало-

пористыми, жесткими комплексами пород. В этом случае рудная зона представлена тонкой жилой Вета Мадре и небольшим штокверком, прилегающим к ней со стороны всячего бока. Минерализованные растворы растекались по плоскости разлома и в значительной мере рассеивались в высокопористых, проницаемых породах кровли разлома. Второй тип относится к наиболее важным рудолокализирующим факторам. Характерная особенность его — наличие в кровле разломной зоны толщ, отдельных пластов или блоков пород с низкой пористостью, проницаемостью и параметрами насыщения и высокими упруго-прочностными свойствами. В лежачем боку тоже должны быть породы с подобными свойствами. Это наиболее оптимальные условия. Самые крупные штокверки образуются, когда лежащий бок разлома сложен компетентными породами, а в всячем — жесткие малопористые экраны располагаются на некотором удалении от плоскости нарушения. Роль экранов выполняют как тектонические элементы структуры (разломы, соединяющие вогнутые сегменты плоскости сбрасывания), так и пласты и блоки малопористых упругих пород.

На участках, где петрофизический барьер отсутствует, т.е. и в всячем и в лежачем боках основного разлома развиты пористые, проницаемые и хрупкие комплексы пород. В этом случае промышленные руды не формируются и отмечается только распыленная убогая минерализация. Многие безрудные или слабоминерализованные сегменты жилы Вета Мадре сложены именно такими неконтрастными образованиями.

В более локальном масштабе серебряно-золотое оруденение также отчетливо контролировалось физико-механическими свойствами пород. Анализ данных по 17 пробам из блока 1 показал, что, хотя в литологическом отношении рудовмещающими были только риолиты, интенсивность оруденения существенно изменяется (см. табл. 6). Можно выделить две группы пород с более богатым и менее богатым оруденением. В первой группе содержания Au 1,7–2,9 и Ag 300–370 г/т. Свойства риолитов следующие:  $P_{эф} = 2-4 \%$ ,  $B = 0,3-0,6 \text{ ч}^{-1}$ ,  $\mu = 0,05-0,024$ ,  $E = (5,5 - 6,7) 10^4$  МПа и  $K_{пк} = 0,5-1,1$ . Вторая группа более бедных руд (Au 0,3–0,7 и Ag 88–240 г/т) имеет свойства:  $P_{эф} = 1,5-2,5 \%$ ,  $B = 0,1 - 0,5 \text{ ч}^{-1}$ ,  $\mu = 0,20-0,25$ ,  $E = (5,7-7,0) 10^4$  МПа и  $K_{пк} = 0,5-0,7$ . Особенно тесная связь отмечается между содержанием драгоценных металлов и эффективной пористостью.

Близкие данные получены при изучении пород и руд в блоке Север. Меньшая степень корреляции выявилась для блока Седрос, видимо, из-за небольшого числа исследованных образцов. Однако и здесь намечаются две группы пород, различающихся по величинам пористости и масштабам минерализации. Первая группа имеет пористость 2,5–3,0%, а вторая 3,3–4,6%. Все пробы с промышленным оруденением относятся к первой группе.

За пределами участков с промышленной минерализацией (вне рудных штокверков) отчетливо устанавливается различие по физико-механическим свойствам пород лежачего и всячего боков зоны основного рудо-контролирующего разлома. В лежачем боку породы имеют более низкие

значения пористости (2–5%), Кпк (0–1,6) и более высокие значения модуля Юнга (4,0–6,0)  $10^4$  МПа), чем в висьях, где имеем:  $P_{эф} = 9–25\%$ , Кпк = 2–6,  $E = (2–4,5) 10^4$  МПа. Изучение физических свойств риолитов и конгломератов, слагающих безрудные сегменты основного разлома, показало, что даже незначительная непромышленная минерализация, наложенная на породы, приводит к существенному изменению физико-механических свойств. В неминерализованных породах Кпк составляет в среднем 2,1, в то время как образования, содержащие серебро в количестве 20–70 г/т, характеризуются величинами Кпк, равными 0,16–1.

Важной характеристикой служит постоянная насыщения ( $B$ ). В рудах и сильноминерализованных породах она всегда имеет высокие значения (0,1–0,5  $ч^{-1}$ ), в то время как в безрудных и слабо измененных породах ее величина не превышает 0,1–0,2  $ч^{-1}$ . Упругие свойства минерализованных пород более высокие по сравнению с неизмененными породами.

Предшествовавшая рудоотложению пропилизация и сопровождавшие этот процесс адуляризация, серицитизация и аргиллизация пород протекали в синтетектоническом режиме. Они преобразовывали породы в более пористые, хрупкие и малопрочные образования. Преобладали процессы выноса минеральной массы из ядерных частей ореолов околорудных изменений. На участках структурных экранов и петрофизических барьеров в рудные стадии менялись термодинамические параметры гидротермальной системы и происходило отложение минерального вещества. Прежде всего поры и трещины заполнялись кварцем (вплоть до вторичных кварцитов), в меньшей степени другими минералами и в незначительной (по объему) степени рудными компонентами. Все это приводило к понижению пористости, коэффициента Пуассона и возрастанию упругих характеристик (модули Юнга, сдвига и скоростей ультразвуковых волн).

Таким образом, изучение физико-механических свойств пород и руд позволяет не только выделять участки, перспективные вообще на присутствие рудной минерализации, но и в пределах рудоносных зон выявлять блоки с более богатым оруденением. Структурно-петрофизический анализ – быстрый дешевый и достаточно информативный метод. Он может с успехом применяться в качестве дополнительного при детальном поисках и разведке жильных и штокверковых серебряно-золотых гидротермальных месторождений, ассоциирующих с третичным вулканизмом.

В качестве практических выводов можно рекомендовать следующую последовательность, масштабы и содержание структурно-петрофизических исследований на жильных рудных полях рассмотренного типа. Работы целесообразно проводить в две стадии.

Первая стадия включает систематический отбор проб по профилям вкрест простирающихся рудоуплотняющих структур. Расстояние между профилями не должно превышать протяженности известных ранее зон промышленного оруденения. В условиях месторождения Гуанахуато эти расстояния должны составлять не более 200 м. В пределах профилей расстояние между пробами до 20 м. Для каждой пробы определяются плотность, эффективная пористость, параметры насыщения и упругие характе-

ристики (скорости продольных и поперечных ультразвуковых волн, модули Юнга и сдвига, коэффициент Пуассона). По этим данным рассчитывается комплексный петрофизический коэффициент и составляются петрофизические разрезы и карты с изолиниями Кпк. Участки резкого изменения данного параметра — это, вероятно, петрофизические барьеры рудоотложения — должны опробоваться в первую очередь.

Вторая стадия относится уже к работам, проводимым при разведке выявленных рудоносных зон. В целом расстояние между пробами по всем направлениям в эту стадию должно составлять менее 20 м. Затем определяются физико-механические свойства, рассчитывается Кпк и строятся петрофизические схемы, на которых выделяются участки с пониженными значениями Кпк. Предварительно подобным способом исследуется уже выявленное рудное тело. Это необходимо для получения корреляционных зависимостей между интенсивностью оруденения и комплексом физико-механических свойств. В дальнейшем, опираясь на данные эталонных определений, выявляют участки с различной интенсивностью оруденения и рудные столбы.

Структурно-петрофизический метод целесообразно применять в комплексе с другими геологическими, геохимическими и геофизическими методами при поисках гидротермальных месторождений в палеовулканических областях, сложенных слабо дислоцированными толщами, испытавшими региональный метаморфизм низших ступеней (эпизона). Его можно использовать как при поверхностных площадных поисковых работах, так и при поисково-разведочных исследованиях на рудных полях и месторождениях.

Рекомендуется следующий порядок работ: 1) полевые геолого-структурные наблюдения и систематическое опробование поверхности и поисково-разведочных выработок; 2) лабораторное изучение образцов и обработка аналитических данных; 3) составление карт и схем: изолиний Кпк, петрофизических, петрофизико-геохимических и геодинамических; 4) анализ полученных графических материалов; 5) выделение на их основе кольцевых и блоковых структур, локальных кольцевых петрофизических аномалий и при совпадении этих структурных элементов в пространстве потенциально рудоносных участков. Петрофизические исследования следует комплексировать с тектонофизическими, структурными и геохимическими методами. Совместный анализ полученных данных позволяет значительно повысить эффективность прогнозных рекомендаций.

## **ПЕТРОФИЗИКО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНАХ СМЯТИЯ**

Ведение поисково-разведочных работ в палеовулканических областях, расположенных в зонах смятия, существенно усложняется интенсивным и исключительно неравномерно проявленным динамотермальным метаморфизмом, который являлся не только мощным фактором преобразования первичного состава и текстурно-структурных характеристик пород и руд, но и важным источником энергии для ремобилизации и переноса минерального вещества в новые тектонические структуры. Накопленный

за последние годы фактический материал позволил выделить три типа петрофизико-геохимических аномальных зон: 1) вулканогенно-осадочный, 2) первичный вулканогенно-метасоматический и заполнения трещинно-порового пространства, 3) метаморфогенно-гидротермальный. С каждым из них ассоциируют промышленные концентрации гидротермальных рудных образований.

Вулканогенно-осадочный тип встречается в межвулканических депрессиях, выполненных ритмично переслаивающимися вулканогенно-осадочными и терригенными фациями пород. Рудные скопления имеют форму уплощенных линз, лент, пластов, ориентированных по простиранию депрессий, и сложены густокрапленными или массивными слоистыми серноколчеданными, медноколчеданными и медно-цинковыми рудами. Геодинамический режим рудообразования характеризовался обстановкой сжатия с горизонтальным расположением максимальных и минимальных главных нормальных осей напряжения. Первичным геохимическим ореолам, развитым на проявлениях данного типа, присущи небольшие вертикальные и значительные горизонтальные размеры, лентовидная форма, ритмичное строение, одинаковые вертикальные и латеральные ряды зональности (снизу вверх и от центра к периферии — Co, Ni, Mo, Cu, Zn, Pb, Ba). Физико-механические свойства пород и руд подчеркивают ритмичное строение рудовмещающих толщ, наиболее контрастны вкрест простирания ритмов и являются выдержанными и монотонными вдоль слоистости. Они формируют планаксиальную группу симметрии. Более подробно вулканогенно-осадочный тип рассмотрим на примере Шубинского месторождения.

Первичный вулканогенно-метасоматический и заполнения трещинно-порового пространства тип приурочен к брахиантиклинальным и вулканокупольным структурам и часто ассоциирует с жерловыми и прижерловыми фациями. Рудные тела имеют форму грибообразного штокверка, расширяющегося к верхним горизонтам. Отмечается вертикальная рудная зональность. На колчеданно-полиметаллических проявлениях она выражена сменой снизу вверх пирит-халькопирит-сфалеритовых руд барит-галенит-сфалеритовыми. В направлении от глубинных частей к поверхности и от центра рудоносной структуры к ее периферии наблюдается смена более высокотемпературных минеральных гидротермально-метасоматических ассоциаций низкотемпературными образованиями. Образование структуры и рудоотложение протекали в обстановке растяжения. Сжимающие усилия действовали в вертикальном направлении, а растягивающие — в горизонтальном от центра куполовидных поднятий к их периферии. Первичные геохимические ореолы, как и рудные тела, имеют грибообразную форму, но значительно превосходят последние по масштабам; они прослеживаются на большие глубины, резко асимметричны, обладают хорошо проявленной вертикальной растянутой центробежной зональностью (снизу вверх и от центра к периферии: Co, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Ba). Физико-механические свойства в значительной мере контролировали распределение в пространстве, морфологию и размеры как рудных тел, так и сопутствующих их геохимических ореолов.

В пористых и проницаемых породах образовывались обширные геохимические ореолы, ограниченные в пространстве жесткими, упругими литологическими разностями. Ореолы Cu, Co и Mo обычно развиваются в породах с повышенными значениями эффективной пористости, условно-мгновенного насыщения, низкими упругими свойствами, высокими значениями Кпк. Ореолы Zn, Pb, Ag и Ba преимущественно распространены среди образований с относительно пониженными величинами  $P_{эф}$ ,  $A$ ,  $B$  и высокими — упругих параметров. Именно с данным типом ассоциируют и наиболее полно и ярко выражены кольцевые рудоносные петрофизические аномалии. В плане они представлены крупными овальными участками с высокими значениями фильтрационно-пористых характеристик и низкими — плотностных и упруго-прочностных. В пределах этих участков, часто по их периферии, располагаются небольшие, весьма контрастные образования с высокими значениями прочности, упругости и твердости и низкими — пористости, проницаемости и параметров насыщения. Форма подобных выделений самая разнообразная — от овалов (эллипсов) и шаров до штоков, пластин и, вообще, тел неправильной формы. С этими внутренними аномалиями и связаны рудная минерализация и наиболее интенсивные первичные геохимические ореолы. Примерами данного типа могут служить колчеданные месторождения Чекмарь (СССР) и Челопеч (НРБ).

Метаморфогенно-гидротермальный тип развит в зонах активных тектонических движений, в условиях приразломного сдвигового ламинарного течения. В качестве исходного материала при его образовании используются рудные скопления обоих предыдущих типов — осадочного и жильнометасоматического. Динамические процессы, протекавшие при повышенных температурах, существенно преобразовали первичные структуры, ремобилизовали и переотложили рудное вещество, значительно изменили первичные физико-механические свойства и сформировали новый тип минеральной зональности и геохимических аномалий. В зависимости от термодинамических условий метаморфизма отмечается вся гамма преобразований от первичных слабо измененных рудных скоплений до полностью переработанных метаморфических образований. В связи с этим целесообразно выделять два петрофизико-геохимических подтипа. Первый соответствует условиям зеленосланцевой, а второй — амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма.

Первый подтип реализуется в полной мере вблизи крупных глубинного заложения разломов, в обстановке широкого развития шовной складчатости мезозоны. Наряду с общими геотектоническими условиями, отмеченными нами при описании структурных парагенезисов этой зоны, активно функционируют фильтрационно-диффузионные процессы переноса минерального вещества, пластического и сверхпластического течения как моносльфидной, так и сульфидно-силикатной минеральной массы. Метаморфогенная дифференциация вещества приводила к выносу из участков повышенных гидростатических давлений практически всех рудных элементов, а из нерудных — в основном кварца и карбоната. Подвижность рудных компонентов контролировалась не только термодинами-

ческими параметрами системы, но и минеральными нормами их нахождения в залежах. На сульфидных месторождениях из комплексных колчеданно-полиметаллических руд прежде всего выносятся блеклые руды, халькопирит и бариевые минералы, которые совместно с кварцем и карбонатом формируют ореолы прожилковой метаморфической минерализации в трещинах и разломах, приуроченных к участкам пониженных всесторонних давлений. Метаморфогенное обособление отмеченных компонентов начинается с миграции их к границам ксенолитов, концентрации в тенях давления около крупных скоплений пирита и формирования обогащенных полос в эндо- и экзоконтактах и на выклинивании рудных тел. В этих же направлениях перемещается и основная масса элементов-примесей, редких и рассеянных элементов. Важные концентраторы метаморфической минерализации — шарниры складок, флексурные изгибы системы трещин отрыва.

В зависимости от масштабов наложенных на первичные рудные тела тектонических зон амплитуды перемещения рудного вещества будут существенно колебаться, от незначительного перераспределения некоторых компонентов в пределах залежи до полного переноса минерального вещества в новые метаморфические структуры на расстояния в десятки и сотни метров. Особенности состава и строения новообразованных рудных скоплений и геохимических ореолов будут нечеткие "размытые" контуры, полностью подчиняющиеся положению зон деформаций; неодинаковый состав элементов в аномалиях и в исходных рудных телах; незакономерное по отношению к первичным залежам положение метаморфических образований; развитие аномалий в пористых и трещиноватых породах на границах с участками, сложенными массивными с высокими упруго-прочностными свойствами и низкими фильтрационно-пористостными параметрами образованиями; приуроченность минерализации к участкам растяжения.

В результате динамотермального метаморфизма формируются вторичные литогеохимические аномалии, располагающиеся иногда на значительном удалении от основных первичных рудных тел. Они могут проникать в более молодые, по сравнению с возрастом первичного оруденения, отложения и структуры. В условиях зеленосланцевой фации метаморфизма зон смятия полная переработка раннего оруденения происходит только в узких приразломных полосах, где развивались тектонофации высокого ранга. В остальном же объеме рудных объектов происходила миграция составных компонентов руд на небольшие расстояния и даже в отдельных блоках сохранились реликтовые руды. К подобному типу относится Иртышское колчеданное месторождение, расположенное в одноименной зоне смятия.

В еще большей степени перераспределяется рудное вещество в условиях высоких фаций метаморфизма. При прогрессивном развитии процесса сначала происходила фильтрационно-диффузионная миграция минеральных компонентов, а затем при высоких температурах и давлениях — пластическое и расплавленное течение вещества. Ретроградная ветвь повторяет отмеченные процессы в обратной последовательности. В самом общем

виде в динамически активных зонах метаморфические рудные образования будут концентрироваться в областях относительно пониженных давлений по периферии участков наиболее метаморфизованных пород, с низкой пористостью, параметрами насыщения и проницаемостью и высокими упруго-прочностными свойствами. В крупных региональных структурах с однородным геодинамическим режимом, характеризовавшимся равномерным всесторонним давлением, будут протекать изохимические реакции без существенной миграции минеральных компонентов. В этих условиях, несмотря на высокую степень метаморфизма, хорошо сохраняются морфологические и текстурно-структурные особенности первичных руд. Видимо, подобным образом были преобразованы некоторые участки основной залежи полиметаллического месторождения Брокен-Хилл [36].

Особенности строения и условия локализации оруденения выделенных петрофизико-геохимических типов рассмотрим на примерах Шубинского, Чекмарского и Иртышского месторождений (Рудный Алтай). При описании первых двух объектов использованы материалы А.П. Трофимова [39], а третьего — А.Я. Самсонова [33].

### Колчеданно-полиметаллическое Шубинское месторождение

Месторождение в разные годы изучали В.В. Попов, Н.Г. Сухарев, Б.В. Маньков, В.Г. Золотарев, Г.Ф. Яковлев, А.И. Прокопенко, А.П. Трофимов и другие исследователи. Оно расположено на западном крыле Белоубинского синклиория и приурочено к небольшой вулканотектонической депрессии (рис. 35). Рудовмещающий разрез представлен ритмично переслаивающимися вулканогенно-осадочными породами среднедевонского возраста. Установлены три ритма мощностью 40–50 м каждый. Они имеют четкое двучленное строение. Нижние части сложены лавами и туфами андезито-базальтов и туффитами основного состава, а верхние — мелкообломочными туфами и туффитами кислого состава и туфоалевролитами. Депрессия фиксируется увеличением мощности и количества тонкообломочных разностей среди отложений среднего девона, перекрывающихся осадочными толщами среднего — верхнего девона (белоубинская свита). Эффузивные базальты и их туфы хлоритизированы, серицитизированы и местами превращены в хлорит-карбонатные, альбит-хлоритовые и хлоритовые сланцы. Туфы и туффиты кислого состава и туфоалевролиты серицитизированы, окварцованы и иногда превращены в кварц-серицитовые сланцы и серицитолиты.

Депрессия имеет эллипсоидальную форму, вытянутую в субширотном направлении вдоль падения пород, с размером большого диаметра свыше 1000 м, при мощности выполняющих ее осадков около 400 м. В процессе герцинской складчатости, когда породы синклиория были смяты в крутые складки, данная структура была преобразована в субвертикальную (углы падения 80°–85°) линзу вулканогенно-осадочных пород, простирающуюся в северо-западном направлении. В это же время возникла ориентированная подобным образом мощная зона расланцевания, межпластовых срывов и внутрислоевых разрывов, которые часто выполнены поздним жильным кварцем.

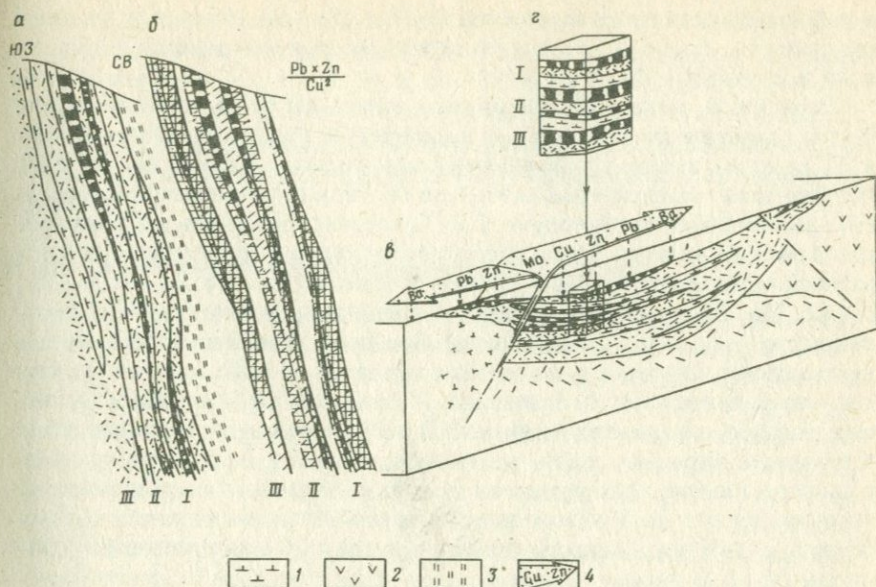


Рис. 35. Геологический (а), геохимический (б) разрезы и палеотектоническая реконструкция (в) Шубинского месторождения с фрагментом (г) строения рудной зоны (39)

I, II, III – вулканогенно-осадочные ритмы; 1 – эффузивные андезит-базальтовые порфириты; 2 – субвулканические диабазы ( $D_3$ ); 3 – микрокварциты; 4 – направление движения рудоносных растворов и геохимическая зональность для медно-цинковой стадии. Остальные условные обозначения см. на рис. 18

Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и сложены в основном пиритом, сфалеритом и халькопиритом, реже встречаются галенит, блеклые руды, арсенопирит и марказит. Пространственное положение залежи тесно связано с ритмичностью вулканогенно-осадочных образований. Они приурочены к верхним частям ритмов медно-цинкового оруденения, а к нижним – медноколчеданного и колчеданного. Показателями их вулканогенно-осадочного происхождения являются: ритмичное и асимметричное строение, согласное со слоистостью залегание, признаки диагенетических преобразований, выраженные в структурах проседания, синхронных осадконакоплению дислокациях и совместном смятии рудных и нерудных прослоев. В синвулканический этап совместно с вмещающими породами сформировались массивные ритмично-слоистые серноколчеданные, медноколчеданные и медно-цинковые руды. Температуры их образования, определенные по пирит-халькопиритовому геотермометру, в нижних частях ритмов составляли  $167^\circ C$ , а в верхних –  $120^\circ C$ . Пириты, развитые во всех типах руд, по сравнению с пиритами жильно-метасоматических месторождений отличаются низкими содержаниями Со

и небольшой величиной отношений  $Co/Ni$  (0,7–1,0), высокими концентрациями  $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Cr$ ,  $V$ . В верхних частях ритмов они обогащены  $Zn$ ,  $Pb$  и  $Ag$ , а в нижних —  $Cu$  и  $Co$ .

Первичные геохимические ореолы имеют ленто- и пластообразную форму, пространственно слабо асимметричны. Рудные тела приурочены к их верхним частям. Наиболее интенсивны ореолы  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Mo$ ,  $Co$  и  $Ni$ . Незначительно развиты ореолы  $Pb$ ,  $Ag$  и  $Ba$ . Ряды геохимической зональности, рассчитанные по методике С.В. Григоряна, оказались идентичными для всех трех ритмов. В плоскости северо-западного простирания в центральной части месторождения получен следующий ряд:  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Mo$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Mo$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ . По падению в пределах отдельного ритма ряд зональности —  $Co$ ,  $Mo$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Ag$ ,  $Ba$ . Аналогичный характер имеет и вертикальная зональность по мощности ритмов. Подобные закономерности устанавливаются и по отношению  $PbZn/Cu^2$ . В верхних частях ритмов оно высокое, а в нижних — низкое. В центральной части месторождения зональность выражена слабо, что связано, вероятно, с наличием рудоподводящего канала, фиксируемого зоной интенсивной гидротермальной переработки пород. В целом для данного объекта она является центральной, сжатой по мощности ритмов и растянутой в латеральном направлении.

Корреляционный анализ показал слабую связь содержаний элементов рудных тел ( $Cu$  и  $Zn$ ) с концентрациями элементов надрудных сечений ( $Ag$ ,  $Ba$ ,  $Pb$ ). Характерна относительная разобщенность между собой  $Ag$ ,  $Ba$  и  $Pb$ . Наблюдаемые прямые соотношения  $Pb$ ,  $Co$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Mo$  свидетельствуют об их образовании в одну стадию. Таким образом, ритмичность в расположении геохимических ореолов, одинаковый состав элементов в пределах ритмов, близкие отношения рудных элементов ореольных пространств и вмещающих пород, ритмичное изменение температурных полей — все это позволяет сделать вывод о ритмичном сингенетичном формировании ореолов, руд и вмещающих пород.

В истории формирования структуры месторождения выделяются два крупных этапа: синвулканический и поствулканический. Оба протекали в режиме латерального сжатия. В синвулканический этап при горизонтально расположенных сжимающих условиях, действовавших в меридиональном направлении, и широтно ориентированном, также горизонтальном растяжении образовалась палеодепрессия, в которой и происходило вулканогенно-осадочное рудообразование. В поствулканический этап имело место широтное горизонтальное и наклонное сжатие, приведшее к опусканию восточной части палеодепрессии. Палеотектонические поля напряжений восстанавливались по сопряженным системам синвулканических трещин, складчатым структурным элементам, рудным прожилкам, системам поздней трещиноватости и индикатрисам коэффициентов анизотропии  $\gamma$ .

Изучение физико-механических свойств рудовмещающих образований, так же как и других характеристик, позволило выявить отчетливое их ритмичное строение. Породы верхних частей ритмов имеют низкие значения:  $P_{эф}$  (1%),  $A$  (0,5%),  $B$  (0,17 1/ч),  $\mu$  (0,13),  $K_{пк}$  ( $< -0,2$ ) и высокие

величины модуля Юнга ( $6,44 \cdot 10^4$  МПа). Нижние части, в которых находятся колчеданные и медноколчеданные руды, характеризуются повышенными значениями:  $P_{\text{эф}}$  (1,38%),  $A$  (0,7%),  $B$  (0,3 1/4),  $K_{\text{пк}}$  (0,2—0,5) и несколько пониженными величинами упругих характеристик. Подобная ритмичность в изменениях физико-механических свойств устанавливается как в гидротермально-измененных, так и в не затронутых этими процессами породах.

### Колчеданно-полиметаллическое месторождение Чекмарь

Месторождение находится на СЗ замыкании Белоубинского синклинория, сложено верхнеэфельскими вулканогенными породами успенской свиты и приурочено к вулкано-купольной структуре. Его изучали А.И. Прокопенко, Ю.Ф. Олейник, Г.С. Январев, А.П. Трофимов и др. Рудовмещающий купол размером 700—800 м образуют игнимбритоподобные липариты и их витрокристаллокластические туфы, имеющие в центральной и восточной частях месторождения максимальные (300—350 м), по периферии минимальные (50—80 м) мощности (см. рис. 21). На флангах купола вулканические образования постепенно замещаются вулканогенно-осадочными. В восточной части постройки расположено тело субвулканических липаритов среднедевонского возраста. Вулканический купол перекрывают, залегая на его склонах, литокристаллокластические туфы с прослоями лав липаритов. Стратиграфически выше над ними находятся алевролиты белоубинской свиты верхнедевонского возраста. Данная структура ограничена синвулканическими субширотными разломами — Чекмарским и Шинковским, нарушениями СЗ простирания и рассечена радиальными и концентрическими трещинами. Рудовмещающие породы в разной степени гидротермально изменены. В центральной глубинной части купола они превращены в альбит-серицит-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, переходящие на верхних горизонтах в кварц-серицитовые сланцы и микрокварциты.

Рудная минерализация развита в центральной и западной частях купола, сложенных экструзивными липаритами и их туфами, туффитами кислого состава и микрокварцитами. Промышленная залежь имеет форму грибообразного штокверка полиметаллических руд, расширяющегося к верхним горизонтам. Основные рудные минералы: сфалерит, галенит и пирит; второстепенные — халькопирит, гематит, блеклые руды; редко встречающиеся — арсенопирит, пирротин и минералы висмута. Менее распространены медно- и серноколчеданные руды, которые образуют мелкие прожилки и линзы мощностью до 5 м и длиной 20—30 м, состоящие из пирита, халькопирита и сфалерита. На нижних горизонтах в центральной части купола преобладают серно- и медноколчеданные руды, а на верхних — полиметаллические.

На месторождении выделяются два этапа минералообразования: синвулканический, сформировавший основную массу руды, и поствулканический, связанный с переотложением рудного вещества. Синвулканический этап состоит из двух подэтапов: ранне- и поздневулканических.

В ранневулканический произошло образование вулканогенно-осадочных руд пирит-сфалеритового состава. Они сингенетичны туфогенным алевролитам и кремнистым породам и залегают в пачках, сложенных этими образованиями. Пириты ранних руд по сравнению с более поздними отличаются низкими содержаниями Co, Pb и Ag и высокими — Cu, Zn, Ni, Ti, Mn. На поздневулканическом подэтапе выделены четыре стадии минералообразования.

Первые три стадии (колчеданная, медно-цинковая и свинцово-цинковая) протекали в режиме гидротермального метасоматоза и заполнения трещинно-порового пространства, а четвертая была вулканогенно-осадочной. По соотношениям рудных прожилков установлено, что руды медно-цинкового состава, с которыми ассоциируют интенсивные ореолы Zn, Cu, Mo, Co, развитые в экструзивных породах, сформировались раньше Pb — Zn и сопровождающих их интенсивных ореолов Pb, Zn, Ba в отложениях, перекрывающих экструзию. Для пиритов первых трех стадий характерно высокое содержание Co, Ag, Cu, Zn, Pb. В позднюю вулканогенно-осадочную стадию образовалось небольшое количество слоистых полиметаллических руд на флангах месторождения. Ассоциирующий с ними пирит имеет высокие концентрации Ni, Ti и Mn и низкие — Co. Температуры рудообразования, определенные по пирит-халькопиритовому геотермометру, составляют для первой стадии 294 °С, второй — 283 °С, третьей — 226 °С и четвертой — 166 °С. В поствулканический этап сформировались жилы кварца с переотложенными гнездообразными выделениями крупнокристаллических сульфидов.

Анализ сопряженных систем трещин, разломов, рудных прожилков, геолого-структурных данных, палеорекострукции на основе фациального и структурно-петрофизического методов позволили в истории формирования структуры, так же как и в минералообразовании, наметить два этапа — синвулканический, состоящий из ранне- и поздневулканических подэтапов, и поствулканический. В ранневулканический подэтап образовался экструзивный купол. Его корневая часть, представленная крупным субвулканическим телом липаритов, обнажается на северо-восточном фланге месторождения. В верхней части купола и на его склонах в это время отлагались серые гидротермальные микрокварциты. О принадлежности их к ранневулканическому подэтапу свидетельствуют согласная форма залегания данных пород на образованиях купола, участие в складчатости, гематитизация верхних частей и согласное перекрытие их карбонатными осадками. Купольную структуру обрамляют туфы и туффиты кислого состава и карбонатные породы.

Поле напряжений данного подэтапа, восстановленное по анизотропии упругих свойств вулканогенных пород, представлено крутой веерообразной ориентировкой сжимающих усилий и горизонтальной концентрической — растягивающих. Для двух рудных стадий (второй и третьей) поздневулканического подэтапа палеотектоническое поле напряжений было восстановлено по сопряженным трещинам, выполненным прожилками пирит-халькопирит-сфалеритового, кварц-сфалеритового и кварц-сфалерит-галенитового состава. Оно оказалось унаследованным, аналогичным

существовавшему в ранневулканическом подэтап, и характеризовалось горизонтальной ориентировкой растягивающих усилий и вертикальной — сжимающих. В поствулканический этап деформационные процессы привели к тому, что вулканический купол был преобразован в брахиантиклинальную складку. Анализ синскладчатой трещиноватости показал, что в этот этап и растягивающие и сжимающие усилия действовали в горизонтальной плоскости.

В пределах комплексного геохимического ореола моноэлементные ореолы Cu, Co, Mo распространены на нижних горизонтах, а Ba, Pb, Ag — на верхних, соответствующих кровле и флангам купольной структуры. В морфологическом облике ореолов Cu, Co, Mo характерно слабое развитие верхних надрудных частей, а ореолов Ba, Pb, Ag, — наоборот, значительное развитие именно верхних частей, но слабое — нижних, корневых зон. Цинк распространен в рудоносной колонне равномерно. Установлена резкая вертикальная асимметрия в расположении ореолов Ba, Pb, Ag и Cu, Co, Mo. Зональность в разрезе является растянутой, центробежной и состоит из вертикальной (Co—Mo—Cu—Zn) и наклонной (Zn—Pb—Ag—Ba) составляющих. Зональности отдельных рудных тел повторяют геохимические. По положению векторов смены накопления геохимических элементов установлен вероятный путь движения гидротермальных растворов в теле вулканической постройки (см. рис. 21). В ее глубинной части формировалось прожилково-вкрапленное медно-цинковое оруденение, на средних глубинах — медно-свинцово-цинковое и в верхних частях, в приповерхностных условиях, — свинцово-цинковое. В процессе рудо- и ореолообразования происходил вынос Ti, Cr, V. Морфология температурных полей, установленная методами гомогенизации газовой-жидких включений в рудном кварце и по пирит-халькопиритовому геотермометру для каждой стадии, полностью соответствует морфологии первичных геохимических ореолов.

В процессе формирования месторождения происходила закономерная эволюция физико-механических свойств рудовмещающих пород. Условно можно выделить последовательно проявившиеся три группы процессов, изменявших первичные свойства данных образований: пропилитизацию, предрудные гидротермально-метасоматические изменения и синрудные преобразования пород (табл. 7). Намечается общая тенденция при наложении на рудовмещающий комплекс предрудных гидротермально-метасоматических процессов к возрастанию параметров, характеризующих фильтрационные свойства, в 1,5—2 раза, уменьшению упругости и температур Дебая и резкое увеличение Кпк. Наибольшие изменения испытали экструзивные и лавовые липариты купола и потоков и туфы кислого состава. В этих породах существенно возросли пористость, параметры насыщения и понизились упруго-прочностные свойства. В связи с подобными преобразованиями данные породы служили каналами фильтрации для минерализованных растворов, полностью определяя размеры рудной зоны, морфологию, пространственное положение и зональность рудных тел и геохимических ореолов.

Рудный процесс сопровождался привнесом и отложением в трещинно-

Физико-механические свойства пород месторождения Чекмарь

Петрофизическая группа	Породы	Число проб	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	ПЭФ, %	А, %	В, 1/ч	Скорости упругих волн, км/с		$\mu$	Модули $n \cdot 10^4$ МПа		Кпк
							$v_p$	$v_s$		G	E	
							1	2	3	4	5	
I	Субвулканические липариты (D <sub>2-3</sub> ) Эффузивные липариты:	5	2,71	0,59	0,25	0,13	5,69	3,58	0,17	3,48	8,08	-1,05
Па	лавового купола	4	2,72	0,66	0,25	0,05	5,86	3,50	0,22	3,32	7,90	-1,01
Пб		8	2,75	0,94	0,54	0,14	5,00	3,31	0,14	2,96	6,51	0,21
Пв		10	2,77	0,89	0,37	0,19	5,22	3,36	0,15	3,09	7,20	-0,44
Па		9	2,65	0,64	0,23	0,10	5,37	3,36	0,07	3,01	7,05	-0,93
Пб	потоков	7	2,69	0,83	0,29	0,17	5,06	3,13	0,21	2,61	6,30	0,41
Пв		3	2,71	0,85	0,18	0,12	5,44	3,24	0,22	3,06	7,24	-0,24
IVa	Туфы липаритов	4	2,68	0,39	0,10	0,11	5,65	3,68	0,12	3,67	8,25	-0,85
IVб		2	2,73	0,93	0,33	0,15	5,32	3,47	0,24	3,29	7,15	-0,11
IVв		5	2,75	0,76	0,36	0,12	6,01	3,67	0,25	3,75	9,36	-0,64
Va	Туффиты, туфоалевролиты	7	2,61	0,37	0,17	0,10	5,40	3,20	0,17	3,05	7,21	-0,90
Vб		5	2,62	0,70	0,34	0,12	5,63	3,35	0,23	2,98	7,37	-0,62
Vв		10	2,84	0,61	0,30	0,07	5,46	3,50	0,14	3,57	8,10	-0,81
VI	Алевролиты белобинской свиты	4	2,71	1,01	0,35	0,15	5,70	3,37	0,22	3,01	7,40	-0,48

Примечания. а — пропилитизация, б — предрудные гидротермальные изменения, в — синрудные изменения; породы групп II—V относятся к успенской свите.

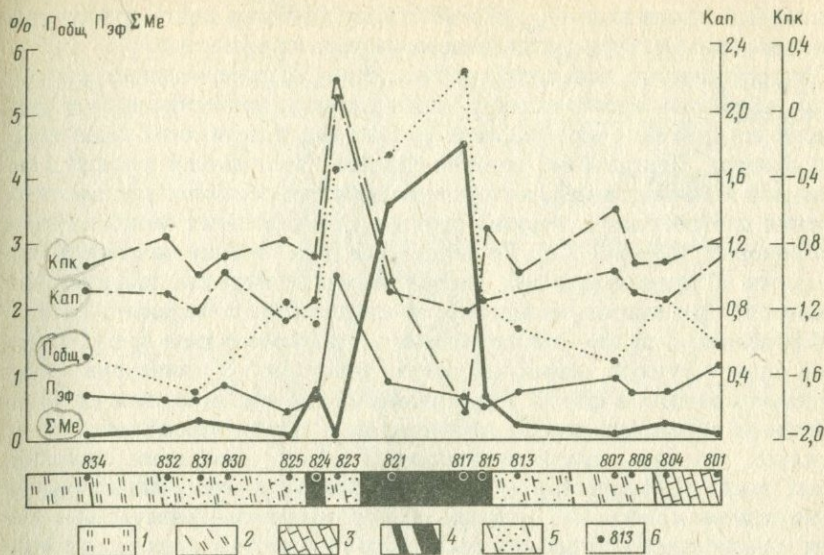


Рис. 36. Графики изменения общей ( $P_{общ}$ ) и эффективной ( $P_{эф}$ ) пористости, Кпк, Кап и содержаний суммы рудных элементов в разрезе 4 месторождения Греховское II (по А.П. Трофимову).

1–2 – ревнюшинская свита: 1 – туфоалевролиты, 2 – туфы и туфоалевролиты; 3 – алевролиты маслянской свиты; 4 – рудные тела полиметаллического состава; 5 – околорудная минерализованная зона; 6 – пункты отбора образцов

поровом пространстве пород рудных (Pb, Ag, Zn, Cu) и сопутствующих им (Ba, Co, Mo, Ni) элементов в различных минеральных формах. В оруденелых и в разной степени минерализованных образованиях происходит уменьшение значений  $P_{эф}$ , А, Кпк и возрастание величин  $\rho$ ,  $v_p$ ,  $v_s$ , E. Рудо- и ореолообразование происходят прежде всего в породах с большой общей пористостью и наличием крупных пор и микротрещин (с радиусами больше  $1 \cdot 10^{-2}$  мм). По мере развития процесса за счет отложения в трещинах и порах минерального вещества сокращается объем открытой эффективной пористости. При этом происходит закупоривание сообщающихся систем поракапилляров. И хотя отложившаяся в породе минеральная масса занимает небольшой объем (всего несколько процентов от общей пористости), она значительно (в несколько раз) уменьшает эффективную пористость. Проиллюстрируем это положение на примере рудно-петрофизического профиля через месторождение Греховское II (Зыряновский рудный район на Рудном Алтае) (рис. 36). График изменения значений общей пористости на рис. 36 полностью совпадает с концентрацией в породах прожилково-вкрапленного оруденения. По геохимико-петрофизическому типу данное месторождение близко к описанному рудному объекту Чекмарь. Участки около аномальных или оруденелых зон

с высокими величинами  $P_{\Sigma f}$  соответствуют наиболее долго функционирующим каналам фильтрации минерализованных растворов.

Петрофизические аномалии вулканогенных гидротермальных жильно-метасоматических месторождений имеют сложную грибообразную форму и тесно сопряжены с морфологией рудных тел и первичных геохимических ореолов. Центральные части их "шляпок" составляют участки с повышенной минерализацией, которые выделяются по изолиниям высоких значений плотностных и упругих свойств, отрицательных величин  $K_{пк}$  и нижефоновых значений  $K_{ап}$ . По периферии и на глубину они сменяются участками с положительными аномальными величинами эффективной пористости, параметров насыщения и комплексного петрофизического коэффициента. В целом месторождение описываемого типа представляет собой одну крупную петрофизическую аномалию. В плане она имеет округлую кольцевую форму. Ядро аномалии сложено массивными мало-пористыми образованиями, а внешняя зона в виде кольца состоит из пористых, хрупких, высокопорнищаемых пород. Границами аномалии служат также малопористые, упругие и прочные вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы. Для них характерны резко отрицательные значения комплексного петрофизического коэффициента и фоновые величины аномального петрофизического коэффициента.

#### **Иртышское колчеданно-полиметаллическое месторождение**

Месторождение находится в центральной части Иртышской зоны смятия, простирающейся в северо-западном направлении, и представляет собой систему линзовидных субвертикальных блоков гетерогенно-дислоцированных пород. В разные годы его изучали П.Ф. Иванкин, Ю.Ю. Воробьев, Н.И. Стучевский, И.Д. Велигура, О.М. Кондюрин, М.С. Козлов, А.Я. Самсонов и др. Рудные тела расположены в вулканогенно-осадочной иртышской свите средне-верхнедевонского возраста, в зоне тектонически осложненного контакта между двумя толщами — подрудной, преимущественно осадочной, и надрудной — туфогенно-лавовой. Из интрузивных образований широко распространены секущие и пластовые тела диабазов и диоритов. В подрудной части разреза выделяется согласная с напластованием пород линза хлорит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов, выклинивающаяся к периферии рудной зоны.

Как и вся зона смятия, структура месторождения имеет облик сложной системы тектонических линз, пластин и клиновидных блоков, простирающихся по азимуту  $290-320^\circ$  и падающих на северо-восток под углами  $70-89^\circ$  (рис. 37). Внутри каждого блока отмечается складчатость течения разной интенсивности. Особенности внутреннего строения — контрастное положение слоистости. В рядом расположенных линзах-блоках она может различаться на  $50-60^\circ$  и более. Устанавливается разномасштабность структурного узора. Аналогичные соотношения структурных элементов наблюдаются в масштабах: микро-, макро- и мегаскопическом. Описываемая структура по морфологическому типу и механизму образования полностью соответствует выделенным Е.И. Паталахой [27] тектонофациям высоких рангов.

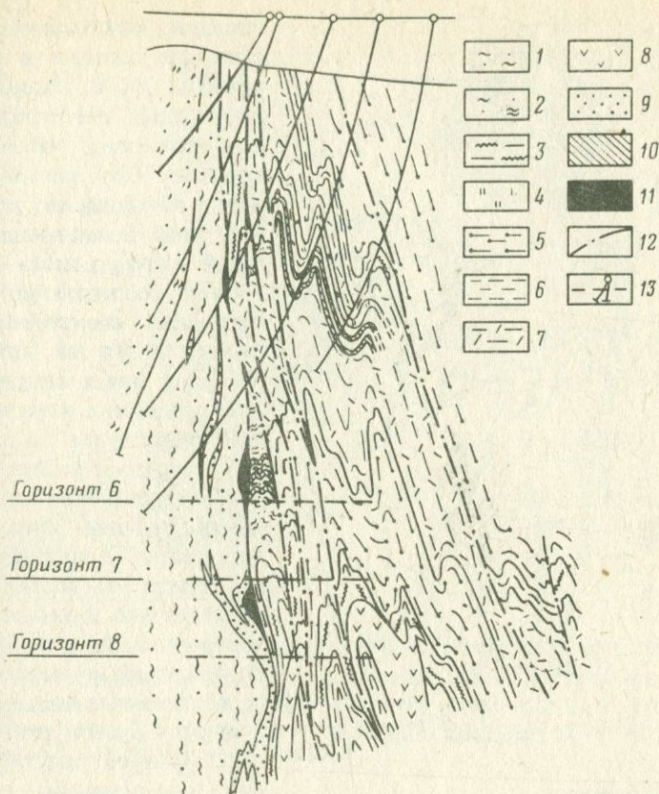


Рис. 37. Разрез через северо-западный фланг Иртышского месторождения [33].

1 – серицит-кварцевые сланцы; 2 – хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 3 – углито-глинисто-кремнистые алевропелиты; 4 – кремнистые алевропелиты; 5 – тонко-обломочные туффиты; 6 – туфы и туффиты кислого состава; 7 – дацит-липаритовые порфиры; 8 – диоритовые порфиры; 9 – прожилково-вкрапленные руды; 10 – вкрапленные и сплошные руды в согласных телах; 11 – массивные руды основной залежи; 12 – разломы; 13 – скважины и горные выработки

Складки течения широко развиты на исследованной территории. Они асимметричного облика и приурочены к системам разломов и субпараллельным им кливажным плоскостям (рис. 38). В соответствии с положением основных тектонических элементов зоны смятия данные складки имеют более крутые, осложненные разломами или системами сближенных кливажных плоскостей юго-западные крылья и более пологие, смятые в дополнительные мелкие складки и флексуры, северо-восточные. В замковых частях подобных шликативных структур наблюдаются интенсивная пloyчатость и фестончатость. Диаграммы коэффициентов анизотропии скоростей продольных волн, построенные для различных частей

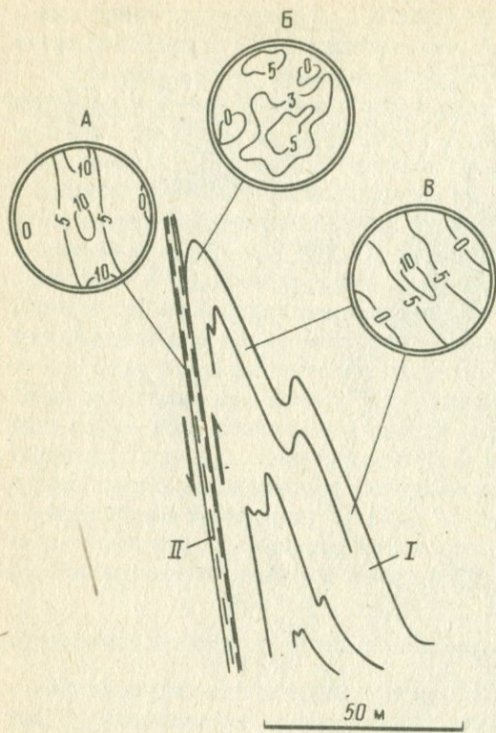


Рис. 38. Складка течения.

*I, II* – крылья: *I* – пологое северо-восточное и *II* – осложненное разломом юго-западное. А, Б, В – круговые диаграммы коэффициентов анизотропии  $\nu_p$ . Изолинии проведены через: 0, 3, 5, 10 %. Крылья складки: А – юго-западное, В – северо-восточное, Б – шарнир складки

полагается на ЮЗ, осложненном разломной зоной, крыле складки. Зона имеет длину около 10 км, мощность до 200 м и прослежена на глубину до 1,5 км. В ее пределах, особенно в местах, сложенных кварц-серпичтовыми сланцами, широко развита приразломная складчатость волочения и нагнетания. Осевые плоскости складок обычно субвертикальны, а их шарниры склоняются в северо-западном направлении под углами 30–80°. Установлены две системы кливажа: ранний, совпадающий с осевыми плоскостями описанных асимметричных изоклиальных складок течения, и поздний, секущий и ранний кливаж и отмеченные выше складки. Поздние кливажные структуры связаны с правосторонними перемещениями в горизонтальной плоскости вдоль крупных разломов зоны смятия. С ними также ассоциируют складки волочения с вертикальными осевыми плоскостями, но в отличие от ранних структур шарниры их не горизонтальны, а вертикальны.

складок, показывают существенные отличия в структурном узоре индикатрис, полученных для крыльев и для замковых частей. На крыльях (см. рис. 38, а, б) всегда наблюдается устойчивый пояс повышенных значений коэффициента анизотропии, совпадающий с положением слоистости или параллельного ей кливажа. На фоне пояса выделяются два небольших максимума: один параллелен оси складки, а другой (часто отсутствует) ориентирован вдоль линии падения кливажных плоскостей. В замковых частях диаграммы имеют преимущественно линейные ориентировки. Здесь выделяется несколько незакономерно расположенных максимумов и минимумов (см. рис. 38, б).

Структура месторождения представляет собой складку, аналогичную описанной, которая заключена между двумя системами разломов, формирующих крупную тектоническую блоклинзу. Месторождение рас-

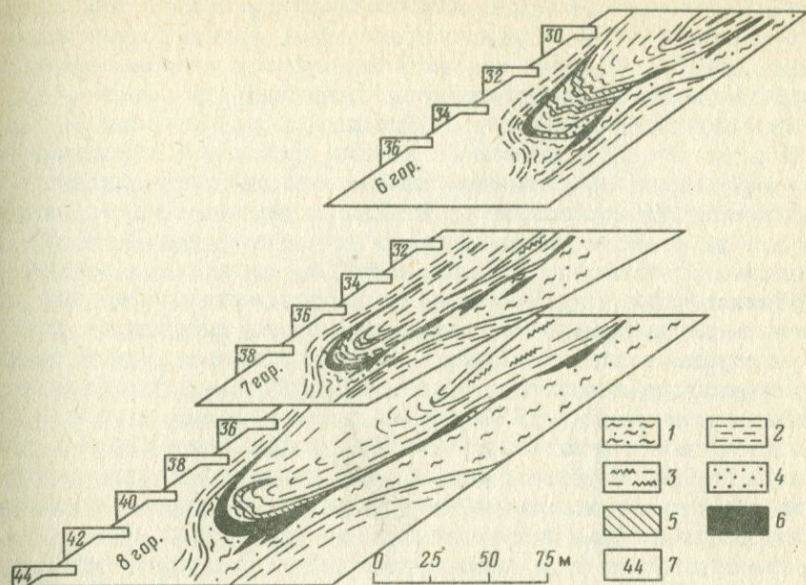


Рис. 39. Блок-диаграмма северо-западного фланга Иртышского месторождения [33].

1 – серицит-кварцевые сланцы; 2 – тонкообломочные вулканогенно-осадочные породы надрудной пачки; 3 – углисто-глинистые алевропелиты; 4 – прожилково-вкрапленные руды; 5 – вкрапленные и массивные согласные руды; 6 – массивные руды основной залежи; 7 – номер профиля

Основная и Юго-Восточная рудные залежи имеют лентообразные формы, залегают согласно с общим положением пород в зоне, ориентировкой продольных разломов и раннего кливажа и осложнены многочисленными пережимами, раздувами и апофизами. Раздувы приурочены к ядрам мелких приразломных складок волочения, а апофизы контролируются зонами раннего и позднего кливажа (рис. 39). Детальный анализ текстурно-структурных особенностей, вещественного состава и геологической позиции рудных образований позволил выделить среди них три типа: реликтовый, первично вулканогенно-осадочный и гидротермально-метасоматический; метаморфизованный, существенно преобразованный с потерей основных элементов первичного строения; метаморфический, сложенный полностью продуктами метаморфических процессов.

Руды первого типа представлены прожилково-вкрапленными и сплошными сульфидными агрегатами, часто ритмично-слоистого строения; залегают согласно с вмещающими туфогенно-осадочными породами и сложены либо колчеданными, либо колчеданно-полиметаллическими образованиями. В ритмичных рудах железистость сфалерита изменяется в пределах 0,4–1,2 %, закономерно увеличиваясь к верхам ритмов.

Основная масса руд на месторождении относится ко второму типу. Это сплошные, брекчиевые, полосчатые и прожилковые образования, слагаю-

щие раздувы и утонения Основной и Юго-Восточной залежей. Они имеют как постепенные, так и секущие соотношения с ранними рудами и, как правило, содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород (кварц-серицитовых сланцев, туфов и туффитов, руд первого типа). Метаморфогенные преобразования выразились в широком развитии мелких складок течения и нагнетания, наличии постепенных переходов от слабо деформированных агрегатов пирита, через участки со следами активного катакластического их дробления, до тектонически окатанных обломков не только пирита, но и других компонентов руд. В результате на локальных участках возникли своеобразные меланжевые скопления из обломков пород и руд. Особенно метаморфогенная дифференциация рудного вещества проявилась в перераспределении халькопирита, который мигрировал в шарниры мелких складок, в эндо- и экзоконтактовые зоны рудных тел, в тени давления около крупных выделений пирита, ксенолитов жестких пород. Он активно формировал ореол альпийских жил, разлитый на участках пересечения кливажных зон и ранних рудных тел. Подобным образом формируются достаточно крупные скопления жильных кварц-халькопиритовых руд метаморфогенного происхождения и обеднение медью интенсивно дислоцированных залежей.

Метаморфические руды характеризуются исключительной тонкозернистостью (0,001–0,01 мм), однородной массивной текстурой и отсутствием в них гидротермальных нерудных минералов. Выделяются два типа образований: пирит-сфалерит-халькопирит-галенитовый и пирит-халькопиритовый. Первый имеет выдержанное соотношение основных рудных компонентов ( $Cu:Pb:Zn = 3:1:6$ ), изотропные характеристики и равномерное распределение элементов-примесей. Они слагают апофизы и мелкие тела на участках пережимов основных залежей. Пирит-халькопиритовые руды, наряду с отмеченными ранее альпийскими жильными скоплениями, образуют иногда небольшие линзо- и пластообразные тела и крупные жилы массивных равномернозернистых скоплений. Их пространственное положение полностью контролируется кливажем, разломами и системами сопутствующих и оперяющих последние трещин скола и отрыва.

Для месторождения типично зональное распределение ассоциаций вторичных метаморфических изменений. В массивных метаморфических рудных телах и в зонах, к которым они приурочены, широко развиты кварц, альбит, мусковит, крупночешуйчатый серицит и биотит. Во вкрапленных и массивных метаморфизованных рудах и в окружающих их породах распространена кварц-мусковит-эпидот-актинолитовая ассоциация с серицитом, иногда — биотитом и хлоритом. В этих же зонах отмечаются скопления рутила, карбоната, а также флюорита и турмалина. За пределами отмеченных двух зон, на удалении от известных рудных образований, развита хлорит-серицит-кварцевая ассоциация. Здесь также присутствуют графит, сфен, а из рудных появляются примазки пирротина на плоскостях расщепления.

Иртышское месторождение сформировалось в три этапа: синвулканический, изоклиальной складчатости и блоковых движений. В синвулканический этап в среднем и верхнем девоне в зоне уже существовавшего

Иртышского глубинного разлома заложилась и развивалась линейная (узкая и протяженная) депрессия, в которой синхронно с отложением вулканогенно-осадочного материала формировались ленты и линзы вулканогенно-осадочных руд. В это же время образовались и ритмичные первичные геохимические ореолы, аналогичные описанным для Шубинского месторождения.

Следующий этап начался в нижнем карбоне и характеризовался активным течением пород и руд в условиях высоких дифференциальных давлений и температур, приведших к формированию типичного структурного парагенезиса шовной складчатости. Вначале наклонная (на СВ под углами  $80-90^\circ$ ) позиция Иртышского разлома предопределила и аналогичное положение плоскостей раннего кливажа, микролитонов, тектонических линз, блоков и пластин. Источником энергии был тепловой поток из нижних горизонтов коры и механическое тепло, возникающее при трении разломных и кливажных поверхностей. Пластическим деформациям способствовал флюидно-газовый режим. В это время в результате уплотнения пород и процессов декарбонатизации возникли гидротермальные растворы метаморфогенного происхождения. Они ускоряли темп пластических деформаций пород и руд, способствовали ремобилизации и переносу в новые структуры раннего синвулканического рудного вещества и формировали первичные геохимические ореолы нового метаморфогенного типа, коренным образом отличающиеся от существовавших ранее. В условиях температурного и динамического пика ( $T = 500-700^\circ\text{C}$  и  $P = 5-6 \times 10^2$  МПа) после полного обезвоживания пород и руд в локальных участках происходило плавление сульфидных руд и внедрение расплава в крупные трещины с образованием метаморфических руд в апофизах и пережимах в телах ранних образований. Развитие данного участка зоны смятия происходило под воздействием повышенного латерального сжатия, при дифференцированных субвертикальных перемещениях разномасштабных блоков пород и кливажного течения вещества.

Этап блоковых деформаций характеризовался праводвиговыми перемещениями по крупным разломам, существованием устойчивого палеотектонического поля напряжений с горизонтально расположенными и сжимающими и растягивающими усилиями и образованием складок волочения с вертикальными шарнирами. Динамические процессы этого этапа протекали в условиях спада температур и понижения уровня тектонических напряжений. В данной обстановке происходило формирование ретроградных ассоциаций вторичных минералов. За счет проникающих с поверхностных горизонтов вод возникли гидротермы, воздействие которых на породы и руды способствовало вторичной перекристаллизации как реликтов вулканогенно-осадочных, так и позже сформированных метаморфогенных рудных агрегатов. Именно в данный этап возникла кулисная эшелонированная система актиклинальных и синклиналиных структур, косо ориентированная по отношению к Иртышскому глубинному разлому. Существенной ремобилизации рудного вещества в это время не происходило. Совершались только усложнение ранее образовавшихся структур, частичное перемещение рудоносных блоков, локальная пере-

кристаллизация сульфидных агрегатов и развитие поздних хлорит-серицит-кварцевой и аргиллитовой минеральных ассоциаций.

После этапа блоковых деформаций последовал длительный период, который продолжается вплоть до настоящего времени, в течение которого сформировалась поздняя трещиноватость, развитая во всех без исключения образованиях месторождения и секущая все ранее сформировавшиеся структурные элементы.

## СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (СПАМ)

Этот анализ предназначен для того, чтобы выявить палеотектонические поля напряжения на последовательных этапах развития рудоносных структур и определить при изучении физических и механических свойств горных пород и руд условия образования и преобразования месторождений полезных ископаемых. Он базируется на данных детального геологического картирования, петрофизического, тектонофизического, микроструктурного и геохимического методов исследования.

Все эти методы применяются комплексно при органическом сочетании полевых и лабораторных работ. С помощью полевых исследований устанавливаются основные черты геологического строения месторождений, формулируются задачи, стоящие перед исследователем: целенаправленно отобрать пробы для лабораторного изучения и провести специальные наблюдения, например откартировать ореолы вторичных гидротермально-метасоматических изменений и фаций регионального метаморфизма, выделить зоны различных тектонофаций и т.д.

В лабораторных условиях необходимо выбрать оптимальную систему изучения собранного в поле каменного материала, что имеет существенное значение не только для получения полной и объективной экспериментальной информации, но и в значительной мере определяет экспрессность, производительность, стоимость и качество лабораторных определений. В зависимости от целей исследования, определяемых особенностями рудного объекта, и аппаратурных возможностей последовательность операций и технические требования к образцам будут заметно меняться. Руднопетрофизическое направление в изучении месторождений полезных ископаемых ново не только по типу разрешаемых проблем, но и в сугубо экспериментальном эмпирическом плане. В связи с этим в настоящее время еще нет унифицированной схемы лабораторного исследования проб.

Опыт работы руднопетрофизической лаборатории кафедры полезных ископаемых геологического факультета МГУ позволил разработать один из эффективных вариантов такой схемы. Он заключается в следующем.

1. Привезенные с полевых работ образцы распиливаются на пластины толщиной около 10 мм. На них наносятся номера и ориентировки (если образцы ориентированные). На каждую пробу заводится специальная перфокарта, которая является единственным документом, в него заносятся все необходимые сведения и фиксируются промежуточные цифровые данные измерений.

2. Пластины высушиваются в сушильном шкафу при температуре до  $105^{\circ}\text{C}$  в течение 12 ч. После этой операции они взвешиваются в сухом состоянии, а затем по мере насыщения жидкостью их через последовательные промежутки времени. По полученным результатам рассчитываются плотность, эффективная пористость и параметры насыщения.

3. Полностью насыщенные пробы исследуются на ультразвуковых установках УЗИС-ЛЭТИ, ИПА, ИКЛ, УТ-10П, ДУК и др., оборудованных специальными приставками. Определяют скорости упругих волн (продольных, поперечных, поверхностных), получают данные для построения круговых диаграмм скоростей продольных ультразвуковых волн и их коэффициентов анизотропии. Эти операции проводятся дважды для насыщенных и для сухих образцов.

4. На пластинках или на штафах, оставшихся от распила первоначальной пробы, на твердометрах определяется твердость по Бринеллю или по Шору.

5. Из пластин высверливаются шайбы диаметром от 28 до 50 мм, в зависимости от размеров образцов, и на них исследуются проницаемость и дифференцированная пористость на водно-воздушном порометре.

6. Из оставшегося каменного материала изготавливаются кубики, цилиндры и пластинки определенных размеров для изучения теплофизических свойств, прочности и для получения упруго-прочностных и плотностных характеристик в сложных напряженных состояниях.

Параллельно с экспериментальными работами по определению физических и механических свойств пород и руд производится подробное изучение шлифов и аншлифов. В них измеряются размеры и ориентировка минеральных зерен, исследуются состав, структура, последовательность минералообразования и ведутся количественные минералогические подсчеты. По данным, зафиксированным на перфокарте либо вручную, либо с использованием ЭВМ, по специально составленным программам рассчитываются все используемые при руднопетрофизических исследованиях физико-механические свойства [35].

Структурно-петрофизический анализ практически применим при изучении любого типа месторождений полезных ископаемых. Нужно только в полной мере учитывать геологические особенности исследуемых объектов. В настоящей главе приводится описание месторождений, образовавшихся и (или) претерпевших существенные преобразования в различных термодинамических обстановках земной коры.

Жильные магнезитовые месторождения Югославии, ассоциирующие с ультраосновными комплексами, сформировались гидротермально-метаморфогенным способом. Ведущим в их образовании был геодинамический режим, проявившийся в условиях эпизоны и характеризующийся повторяющейся сменой разноплановых полей напряжений. Также в обстановке эпизоны протекали начальные моменты рудообразования на колчеданно-полиметаллических месторождениях. Окончательный облик они приобрели под воздействием динамотермальных процессов мезозоны.

Рассмотрим историю формирования Кацдагского месторождения, залегающего в юрской сланцевой серии, и Белоусовского, расположенно-

го в Иртышской зоне смятия, связанного с девонскими вулканогенно-осадочными толщами и испытывавшего значительные по масштабам процессы ремобилизации и переотложения рудного вещества. В катазоне образовывались месторождения мусковитовых пегматитов Северной Карелии. Пегматитоносные структуры формировались путем пластического течения, перекристаллизации и частичного плавления пород. Также в условиях интенсивного метаморфизма амфиболитовой фации (катазона) были существенно преобразованы породы и руды первичного осадочного Холдинского полиметаллического месторождения.

### Жильные магнезитовые месторождения Югославии

Югославские промышленные месторождения магнетита приурочены к ультраосновным массивам и к осадочным породам неогеновых озерных бассейнов. В ультраосновных породах известны жильные и сетчатые руды, а в неогеновых осадках — линзообразной и пластовой формы. Все эти типы месторождений содержат крипнокристаллический магнезит.

Жильные магнезиты выполняют системы трещин и разрывов, трассирующих протяженные тектонические зоны длиной до нескольких километров в ультраосновных массивах. Породы вокруг магнезитовых жил иногда захвачены процессами выветривания, но часто они отсутствуют, а вмещающие породы обычно представлены серпентинизированными перидотитами. Размеры жил различны и варьируют в широком интервале — от сантиметров до километров по простиранию, а по падению достигают 350 м. Мощность их 20 м. Жилы выклиниваются как по простиранию, так и по падению (вглубь и к поверхности); их мощность с глубиной часто увеличивается. Жильное выполнение имеет массивную, ленточную и брекчиевидную текстуры. В минеральной ассоциации преобладает магнезит (более 85%), кроме того, встречаются доломит, кальцит, кварц, халцедон, опал, сепиолит, палыгорскит, брусит, нонтронит и монтмориллонит. Существуют две различные гипотезы о генезисе месторождений: 1) что они являются продуктом и реликтом древних площадных или линейных кор выветривания ультраосновных пород; 2) имеют гидротермальное происхождение — образовались за счет выщелачивания магния из ультрабазитов термальными водами, связанными с более молодым кислым магматизмом.

Обе гипотезы трактуют происхождение магнезитов слишком одно-сторонне. На самом деле, природа их более сложная. В существенно различных условиях формировались жильные и сетчатые магнезиты.

В настоящей книге приводятся результаты исследований, выполненных в 1978—1981 гг., на отдельных, в основном жильных месторождениях магнезита Югославии [7].

По данным геолого-структурного картирования, петрофизического и специального структурного исследований устанавливается полихронность образования изученных магнезитовых месторождений. В истории их образования выделяются три основных этапа: протектонический, ранний постинтрузивный и поздней трещиноватости (постмагнезитовый). Магне-

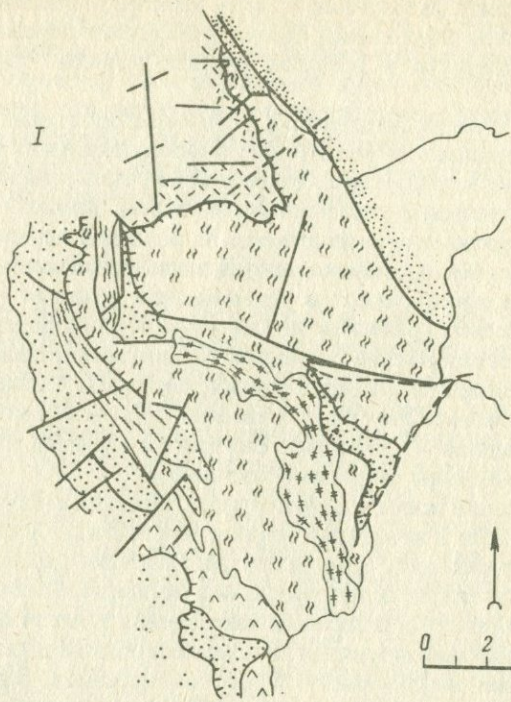
зитовые месторождения, приуроченные к различным ультраосновным массивам, наряду со многими общими чертами различаются по вариациям палеотектонического режима. Рассмотрим геодинамические условия формирования структур в пределах рудных районов Трнава и Златыйбор (рис. 40).

В районе Трнава исследовано крупное месторождение Зимовник и профиль по магистральной штольне. Все объекты находятся в пределах Трнавского массива, который представляет собой часть крупного Копаоничско-Ибарского комплекса ультраосновных пород. Данный массив и исследованное месторождение расположены на западной периферии Вардарской зоны, которая имеет отчетливо выраженное чешуйчатое строение. Плоскости надвигов простираются в северо-северо-западном — юго-юго-восточном направлениях. Трнавский массив разломами разделен на блоки разной величины. Месторождение Зимовник находится в пределах одного относительно гомогенного по структурным свойствам блока, расположенного в СЗ части массива. Этот блок ограничен со всех сторон разломами, с северной и западной — взбросами. Внутреннее строение его сложное: широко развиты элементы разрывной тектоники.

Магнетитовые жилы в структурном отношении изучались как на поверхности, так и в подземных горных выработках. Все они образовались путем выполнения либо трещин отрыва (наиболее распространенный вариант), либо зон скола, сопровождаемых активным брекчированием пород. Жилы простираются в широтном направлении и имеют вертикальное падение. Детальный анализ элементов залегания позволил разделить их на семь групп. Первые четыре имеют строго вертикальное падение, но различаются по простиранию:  $80^\circ$ ,  $88^\circ$ ,  $95^\circ$  и  $100^\circ$ . Следующие три группы имеют азимуты и углы падения:  $22^\circ \angle 80^\circ$ ,  $176^\circ \angle 80^\circ$  и  $6^\circ \angle 86^\circ$ . Обычно жилы представлены плоскими линзами, которые выклиниваются как по падению, так и по восстанию. Они часто расположены кулисно (рис. 41, 42, 43).

Прототектонический этап. На диаграммах скоростей продольных волн максимумы постоянно ориентированы в широтном направлении и располагаются в горизонтальной плоскости, а минимумы — близвертикальны. Эти элементы отмечаются почти на всех диаграммах. Они возникли в породах на наиболее ранних стадиях их формирования. Данные минимумы и максимумы всегда отчетливо выражены, когда пробы взяты из наименее измененных зонностей пород на участках минимальных тектонических деформаций. В зонах изменений эти структурные элементы затушевываются более поздними новообразованиями: на них накладывается иной тектонический узор. В связи с этим древнейшие элементы анизотропии упругих свойств в полной мере удалось выявить в породах за пределами зоны магнетитовых жил в магистральной штольне, вскрывшей глубинные слабо измененные части ультраосновного массива. Интерпретация полученных диаграмм позволила установить ориентировку палеотектонических осей напряжения. Сжимающие усилия действовали в вертикальном направлении, а растягивающие — в горизонтальной плоскости в широтном направлении. Положение оси максимальных нормальных напряжений определяло и ориентировку течения магматической массы при формиро-

I



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

II

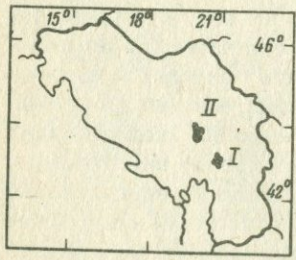
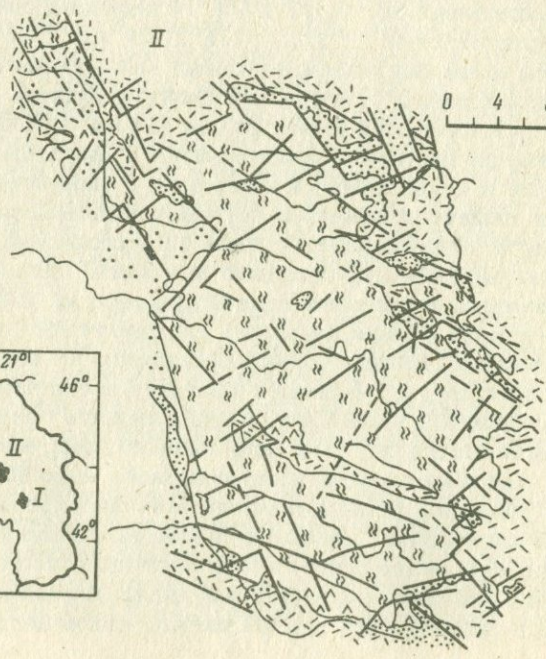


Рис. 40. Геологическая карта ультраосновных массивов Триава (I) и Златыбора (II).

1 — неогеновые осадки; 2 — флиш верхнего мела; 3 — диабазы и спилиты; 4 — габброидные породы; 5 — диабаз-роговиковая формация; 6 — ультраосновные породы; 7 — осадки триаса; 8 — амфиболовые сланцы; 9 — взбросы; 10 — разломы

вании ультраосновного массива. Оно осуществлялось в широтном направлении.

Ранний постинтрузивный этап. В это время завершилось образование систем протектонической трещиноватости и происходило формирование промышленных магнетитовых месторождений. Палеотектонический режим в течение этапа претерпел существенную перестройку. В связи с этим целесообразно выделить два подэтапа: первый и второй. Особенность первого этапа состоит в том, что и сжимающие и растягивающие усилия действовали в горизонтальной плоскости. Растяжение было ориентировано в субмеридиональном направлении, сжатие — в субширотном. Важно отметить, что на участках крупного скопления магнетитовых жил поле напряжений несколько отличается от общего плана. Здесь растяжение северо-северо-восточное, а сжатие — западно-северо-западное.

Второй подэтап завершает эпоху юрских и раннеальпийских тектонических процессов. Для него характерно крутое положение минимальных главных нормальных напряжений и близгоризонтальное меридиональное сжатие. В зоне магнетитовых жил сжатие и растяжение расположены в вертикальной, меридионально ориентированной плоскости. При этом сжатие действовало под углом  $40-45^\circ$  и наклонено на юг, а растяжение было вертикальным. Отмеченные выше вариации палеотектонического поля напряжений отчетливо видны на профиле, проходящем через центральную часть месторождения (см. рис. 41).

На месторождении отчетливо выделяются три блока. В блоке I, вмещающем несколько магнетитовых жил, направление сжатия меняется от вертикального до наклонного под углом  $45^\circ$  к юго-западу, а растяжение от горизонтального в зоне магнетитовых жил до наклонного под углом  $45^\circ$  к северо-востоку на удалении от них. В блоке II растяжение вертикальное, а сжатие горизонтальное. Мелкие магнетитовые жилки развиты только вблизи разломов, ограничивающих блок. В блоке III и растягивающие и сжимающие усилия наклонены примерно под углом  $45^\circ$  соответственно к северо-востоку и юго-западу. Выделенные структуры различаются и по деформационным и петрофизическим характеристикам.

В качестве деформационных характеристик использовались два параметра: средний размер нетрещиноватых блоков пород (D) и коэффициент деформированности ( $K_d$ ). Величина нетрещиноватых блоков определялась массовыми замерами длинных и коротких осей блоков ненарушенных пород, ограниченных видимыми трещинами. Коэффициент деформированности определялся при делении размеров блоков по данным осей на величины коротких осей.

Проведенное исследование показало, что вмещающий магнетитовые жилы ультраосновной массив в период формирования жил находился

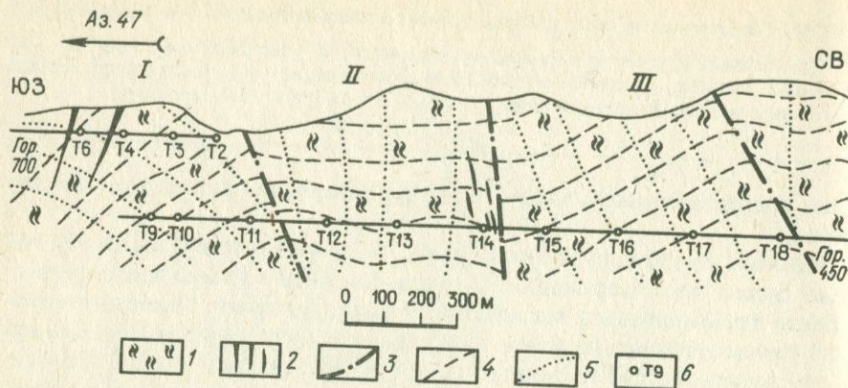


Рис. 41. Палеогеодинамический профиль для раннего постинтрузивного этапа на месторождении Зимовник.

I—III — структурные блоки; 1 — перидотиты и гарцбургиты; 2 — магнетитовые жилы; 3 — тектонические нарушения; 4—5 — оси главных нормальных напряжений: 4 — минимальных, 5 — максимальных; 6 — места отбора проб на структурно-петрофизический анализ

в неоднократно напряженном состоянии. Это особенно хорошо видно по строению блока I. Наряду с отмеченным выше изменением с глубиной палеотектонического поля напряжений, к верхним горизонтам происходила разрядка напряжений, выразившаяся в развитии трещиноватости. Если на горизонте 450 м  $D = 22/57$  см, то на горизонте 700 м размеры нетрещиноватых блоков уже составляют 12/23 см, а коэффициент деформированности, отражающий степень неоднородности деформации, понизился к нижнему горизонту от 3 до 1,95. В целом магнетитонакопление более активно протекало на участках, где  $D$  и  $K_d$  были минимальны.

В петрофизическом отношении массив также весьма неоднороден. В основной массе для него характерна низкая пористость (0,8%) и  $K_{пк}$  (-0,25). На участках развития магнетитовых жил пористость пород несколько повышается (до 1,5%) и возрастает  $K_{пк}$  (до 0,0).

Этап поздней трещиноватости (постмагнетитовый). Как на месторождении, так и в пределах всего массива широко развита разрывная тектоника, активно проявившаяся в постмагнетитовый этап. В настоящее время трудно отделить структурные элементы, унаследованные от предыдущих этапов и новообразованные. Основным критерием являются данные о разломах и смещениях по ним, установленные в крупных магнетитовых жилах и на их контактах, а также статистический анализ трещиноватости, рассекающей как жилы, так и интрузивные породы.

Региональный структурный элемент — сланцеватость в разной степени выраженная в пространстве. В исследуемом блоке выделяются статистически две системы со следующими азимутами падения и углами простирания:  $42^\circ \angle 66^\circ$  и  $76^\circ \angle 54^\circ$ . На аэрофотоснимках видно, что при движении с запада на восток происходит изгиб сланцеватости к северу. Следующий

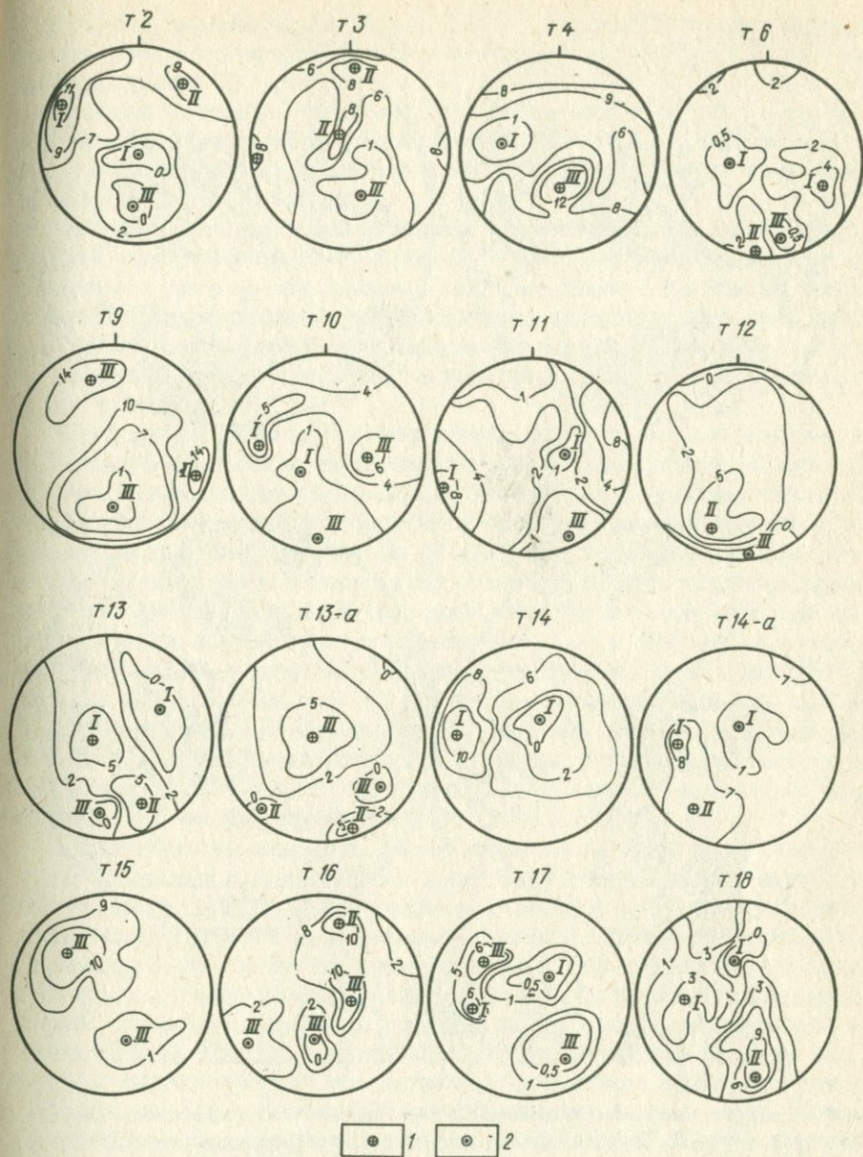


Рис. 42. Индикатрисы скоростей продольных ультразвуковых волн в породах, вмещающих магнетитовые жилы месторождения Зимовник. Сетка В. Шмидта, нижняя полусфера.

Изолинии коэффициента анизотропии (в %) проведены: 0; 0,5; 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8; 9; 10; 12; 14; 15; 16. Положение максимумов (1) и минимумов (2) анизотропии I-III - этапы формирования: I - прототектонический, II-III - ранний постинтрузивный (II - первый подэтап, III - второй подэтап); T2-T18 - номера проб

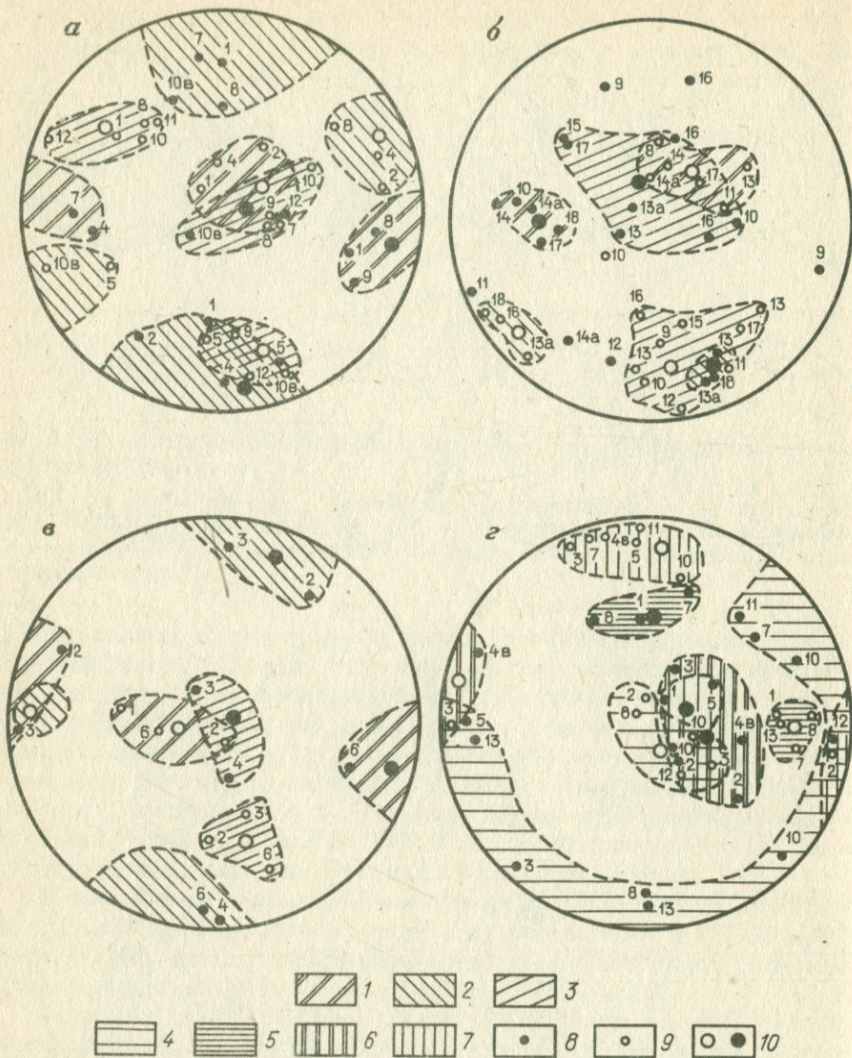


Рис. 43. Сводные диаграммы максимумов и минимумов скоростей продольных упругих волн. Сетка В. Шмидта, нижняя полусфера. Месторождения: а – Чаве, б, в, г – Зимовник (б – магистральная штольня, в – разведочная штольня, г – магнетитовые жилы).

1–3 – участки диаграмм, в пределах которых располагаются максимумы и минимумы, возникшие в прототектонический этап (1), ранний постинтрузивный (2–3) этап: 2 – первый, 3 – второй подэтапы; участки диаграмм, в пределах которых располагаются максимумы и минимумы, возникшие в различные стадии формирования магнетитовых жил (4–7): 4 – первую, 5 – вторую, 6 – третью и 7 – четвертую; Положение максимумов (8) и минимумов (9) анизотропии упругих волн: частные значения (8–9); 10 – средние значения для каждой стадии

щая группа тектонических нарушений — трещиноватость. Выделяются четыре группы ориентировок систем трещин с азимутами падения и углами простираания:  $32^\circ \angle 80^\circ$ ,  $185^\circ \angle 78^\circ$ ,  $355^\circ \angle 70^\circ$  и  $176^\circ \angle 82^\circ$ . Преобладающий тип — разрывы сколового типа со смещением. Ведущим механизмом движения был горизонтальный левый сдвиг (58%); реже встречается также горизонтальный, но правый сдвиг (35%). Подчиненное распространение имеют сбросы и взбросы.

Разрывы с левым горизонтальным движением имеют вертикальное падение и простираются по азимуту  $95^\circ$ . Часто они представляют собой сорванные контакты магнетитовых жил (максимум 8%). Вторая, менее развитая система с правым горизонтальным движением (6% всех замедов) ориентирована перпендикулярно к предыдущей системе. Ее элементы залегания: азимут падения  $80^\circ$  и угол простираания  $76^\circ$ . Сбросы имеют кругое падение на юг.

Для каждого разлома с установленным характером движения реконструировалось палеотектоническое поле напряжений. Составлены суммарные диаграммы, на которых вынесены все данные об ориентировках осей напряжения. Оси главных нормальных минимальных напряжений сконцентрированы в трех максимумах (7–13% всех измерений), расположенных в горизонтальной плоскости. Из них наиболее ярко выражена система с элементами залегания: азимутом падения и углом простираания:  $250^\circ \angle 4^\circ$ . Две другие менее отчетливы:  $308^\circ \angle 3^\circ$  и  $108^\circ \angle 1^\circ$ . Оси главных нормальных средних напряжений группируются в центре диаграммы Шмидта. Большинство осей (> 20%) имеет вертикальное положение. Второе скопление осей намечается по периферии диаграммы с генеральным субширотным простираанием. Оси главных нормальных максимальных напряжений образуют три обособленных направления с азимутами падения и углами простираания  $160^\circ \angle 4^\circ$ ,  $295^\circ \angle 3^\circ$ ,  $34^\circ \angle 8^\circ$ .

Таким образом, ведущим типом смещения в постмагнетитовых разломах был левый горизонтальный сдвиг. Направление сжатия при их формировании было западно-юго-западное и действовало в горизонтальной плоскости. Вторая, менее выраженная, система разрывов (вертикальных широтных) характеризуется правосторонним типом движения и формировалась при северо-западном — юго-восточном направлениях сжимающих усилий. Эта группа разрывов и движения по ним происходили позже образования левых сдвигов. Диагональные сколы — наиболее молодые нарушения в магнетитовых жилах. Движение по ним было правогоризонтальным. При их формировании направление сжатия было горизонтальным и ориентировано меридионально. Под воздействием, этих напряжений происходили интенсивное пликативное деформирование магнетитовых жил, их будинирование и расплющивание.

Оси средних главных нормальных напряжений преимущественно имеют субвертикальную ориентировку, что связано с преобладанием горизонтальных смещений по исследованным разрывам скольжения на месторождении Зимовник. Небольшая часть данных по ориентировке осей средних напряжений формирует скопление в горизонтальной плоскости в субширотном направлении. Их появление связано с образованием отмечаемых в небольшом количестве сбросов и взбросов. Направление растяги-

вающих усилий было при этом горизонтальное и ориентировано перпендикулярно к плоскости, в которой расположены две другие оси напряжений. Они связаны с исследованным выше палеотектоническим полем.

Стадийность формирования магнетитовых жил. Анализ петрофизических диаграмм магнетитовых жил месторождения Зимовник (Трнавский ультраосновной массив) показал, что формирование их происходило в течение четырех основных стадий (рис. 43, д). Важно отметить, что синхронно с отложением магнетита протекали процессы серпентинизации ультраосновных пород. В интенсивно серпентинизированных разностях появляется новая ориентировка упругой анизотропии, отличающаяся от наблюдаемой в неизмененных и слабо измененных образованиях.

Первая стадия охватывает промежуток времени, приходящийся на окончание прототектонического периода, когда преобладали вертикальные сжимающие усилия и горизонтальные растягивающие. Непосредственно к началу отложения магнетита предшествовали меридионально ориентированное горизонтальное растяжение и активные процессы серпентинизации. Вертикальное сжатие этой стадии способствовало приоткрыванию субширотных трещин, а широко направленное растяжение привело к тому, что именно в данном направлении происходила циркуляция минерализованных растворов. Ранние порции магнетита в жилах обладают отчетливой анизотропией упругих свойств. Максимальные значения скоростей продольных волн наблюдаются в направлениях вдоль простирания жил, а минимальные — по падению. В приконтактных зонах жил в серпентинитах также встречаются участки, где минимальные значения скоростей волн устанавливаются в вертикальном направлении, но в отличие от анизотропии ранних магнетитов максимальные значения скоростей упругих волн здесь ориентированы в меридиональном направлении.

Вторая стадия характеризуется тектоническим режимом, при котором сжатие было ориентировано в широтном направлении, а растяжение — в субмеридиональном. Сжимающие усилия действовали в горизонтальной плоскости, а растягивающие — в наклонной (под  $\angle 45^\circ$ ). Подобное поле напряжений в магнетитовых жилах отсутствует, оно наблюдается только во вмещающих жилах серпентинитах. Это связано с тем, что при таком режиме циркуляция минерализованных растворов происходила преимущественно в горизонтальных направлениях в однородных термодинамических условиях. В это время, видимо, происходили интенсивная серпентинизация и обогащение растворов катионами магния. Не только в экзоконтактах жил, но и на значительном удалении от них в серпентинитах минимумы скоростей продольных волн устойчиво ориентированы в горизонтальном широтном направлении, а максимумы — в субмеридиональном под углами  $30-50^\circ$ .

Третья стадия — главная в формировании магнетитовых жил. В это время отложилась основная масса магнетита. Палеотектоническое поле напряжений данной стадии характеризовалось субширотной горизонтальной ориентировкой сжимающих усилий и вертикальной — растягивающих. Такой режим обеспечивал постоянный приток новых порций минерализованных растворов из глубинных частей массива. Падение давления и

температуры на верхних горизонтах приводило к выпадению магнезита, а субширотное сжатие способствовало приоткрытию широтных трещин.

Четвертая стадия фиксирует окончание процесса формирования жил. В это время остаточные порции минерализованных растворов выдавливались в разрывные структуры. В основном это были брекчированные участки жил, их контакты, сколы и разрывы из оперяющей крупные жилы системы трещин. Наряду с магнезитом в данную стадию отлагался сепиолит. Магнезиты имеют низкое качество, в них присутствует примесь милонитового материала и постоянно наблюдаются брекчиевые текстуры. Заключительная стадия протекала в тектоническом режиме, когда сжимающие усилия действовали в меридиональном направлении и располагались в горизонтальной плоскости, а растягивающие были ориентированы вертикально. Подобные тектонические условия привели к закрытию рудовмещающей широтной системы и к затуханию процесса магнезитообразования. В зонах экзоконтактов жил в серпентинитах в динамически напряженных участках возникла новая, соответствующая палеотектоническому полю напряжений данной стадии ориентировка индикатрисы упругих свойств. Минимальные значения скоростей продольных ультразвуковых волн располагаются в горизонтальной плоскости (ориентированы меридионально), а максимальные — в вертикальной.

Месторождение Чаве находится в юго-западной части ультраосновного массива Златыбор. В структурном отношении оно приурочено к периферии тектонического рва Яблоница, в центральной части которого залегают диабаз-роговиковые образования и осадочные породы триаса. В структурном отношении этот ров представляет собой окно, через которое вскрываются залегающие под плитой ультраосновного массива породы диабаз-роговиковой формации. Все магнезитовые жилы, в том числе и эксплуатируемые, простираются в широтном направлении и имеют близвертикальное падение. Исследования на месторождении проведены по профилю через главный сектор разрабатываемых жил. Пробы взяты на поверхности и с двух подземных горизонтов. Так же как и на месторождениях района Трнава, здесь выделяются три этапа формирования структур: прототектонический, ранний постинтрузивный и постмагнезитовый (см. рис. 43, а).

Отличия геодинамических и структурно-петрофизических характеристик магнезитовых месторождений районов Трнава и Златыбор заключаются в следующем: а) несколько различаются ориентировкой палеотектонические поля напряжений для всех выделенных этапов и стадий, б) более интенсивная деформированность пород на месторождении Чаве, в) существенно иной тектонический режим в постмагнезитовый этап. В это время в районе Трнава господствовали горизонтальные левые сдвиги; сжатие было горизонтальным и действовало в северо-западном — юго-восточном направлении, а растяжение также горизонтальным и ориентированным в северо-восточном — юго-западном направлении.

В районе Златыбор преимущественно распространены сбросы. Существовала устойчивая обстановка растяжения, которая характеризовалась горизонтальным действием растягивающих усилий и вертикальным — сжимающих.

Жильные магнезиты из месторождений Поляне, Зимовник, Чаве, Лиска и Магура по изотопным характеристикам принадлежат к одному генетическому типу [7]. Растворы, из которых впоследствии сформировались магнезиты, не были ни чисто метеорными, ни типично ювенильными (магматическими). Изотопный состав кислорода несет черты смеси кислорода из метаморфической и минерализованной воды поверхностного происхождения.

Структуры магнезитовых месторождений районов Трнава и Златыбор сформировались в течение трех основных этапов: прототектонического, раннего постинтрузивного и поздней трещиноватости. Палеотектонические поля напряжений существенно различаются для каждого из выделенных этапов. В прототектонический этап направление сжатия всегда было близ-вертикальным, а растяжение — горизонтальным и действовало в широтном направлении. Ранний постинтрузивный этап разделяется на два подэтапа. Для первого подэтапа характерно то, что плоскость деформирования находилась в горизонтальном положении. При этом сжатие действовало в направлении от широтного до северо-восточного, а растяжение было меридиональным. Во второй подэтап сжимающие усилия были ориентированы в меридиональном направлении и располагались либо в горизонтальной плоскости, либо были слабо наклонены к югу.

Формирование магнезитовых жил протекало в ранний постинтрузивный этап и происходило в четыре основные стадии. В первую — сжатие было вертикальным, а растяжение — горизонтальным. Во вторую — сжатие было широтным, а растяжение — субмеридиональным. Сжимающие усилия действовали в горизонтальной плоскости, а растягивающие — в наклонной. В третью стадию растяжение было вертикальным, а сжатие располагалось в широтном направлении. Четвертая стадия протекала при горизонтальном меридиональном сжатии и вертикальном растяжении.

В локальном плане магнезитовые жилы образовывались в блоках пород, где палеотектонический режим характеризовался устойчивым горизонтальным субмеридиональным растяжением. Направление сжатия менялось от вертикального до горизонтального. Неблагоприятным было только горизонтальное меридиональное направление сжатия. Структурно-петрофизический контроль магнезитообразования заключался в том, что этот процесс наиболее активно протекал на участках, где средний размер нетрещиноватых блоков пород и коэффициент деформированности были минимальны, а пористость и комплексный петрофизический коэффициент — максимальны. В этап поздней трещиноватости (постмагнезитовый) в основном образовывались левые сдвиги и сбросы. Менее развиты правые сдвиги и взбросы.

Наиболее благоприятны для локализации магнезитовых жил части массивов, претерпевшие тектоническую активизацию и брекчирование в заключительные фазы альпийского тектогенеза. Образование их происходило из растворов, представляющих собой метеорные воды, вовлеченные в гидротермальную систему. Основным механизмом их перемещения были гидравлические силы, связанные с неоднородными полями напряжения в пределах всего ультраосновного массива. При этом в поверхност-

ных зонах происходило формирование коры выветривания и образовывались обогащенные магнием растворы. Они по системам тектонических нарушений проникали в глубинные зоны массива, метаморфизовались, концентрация их увеличивалась. Действительно, в основном непромышленные образования магнетитовой коры выветривания сохранились на отдельных участках ультраосновных массивов, перекрытых миоценовыми отложениями.

Вдоль пути циркуляции растворов вмещающие породы испытывали метаморфогенное преобразование. В них происходила повышенная серпентинизация, увеличивалась пористость, происходило уменьшение плотности, модулей упругости и т.д. Отмечается общее понижение скоростей ультразвуковых волн и уменьшение анизотропии физико-механических свойств. Преобразованные, высококонцентрированные магнетитовые растворы под воздействием полей напряжений активно перемещались по крупным трещинам и зонам разломов. На участках, где происходило уменьшение сжимающих усилий, градиент давления резко снижался и формировались магнетитовые жилы.

Изложенные представления позволяют отнести месторождения к гидротермально-метаморфическому типу. Источником магнетита были ультраосновные породы и продукты коры выветривания по ним. Жилы образовывались в несколько стадий из разогретых минерализованных растворов. Предложенная модель магнетитообразования позволяет объяснить многие противоречия как эндогенной гидротермальной, так и экзогенной (коры выветривания) гипотезы.

Более глубокие горизонты месторождения и ультраосновных массивов будут также перспективны на участках, где произошла интенсивная тектоническая переработка пород и существовали условия растяжения.

### Кацдагское колчеданно-пирротин-полиметаллическое месторождение (южный склон Большого Кавказа)

Описываемое месторождение расположено в восточном сегменте южного склона Большого Кавказа, в висячем боку Кехнамеданского глубинного разлома, представляющего собой крупную взбросо-надвиговую систему. Геологическую позицию района определяет Тфанский (Заалазанский) антиклинорий, в строении которого участвуют субпараллельные опрокинутые на юг изоклинальные складки. К одной из антиклинальных складок этой системы приурочено Кацдагское месторождение. Южное крыло складки имеет северное падение под углом  $50-55^\circ$ , а северное крыло — нормальное падение под углом  $35-40^\circ$  (рис. 44, 45).

Эта структура представляет собой конседиментационное тектоно-вулканическое сооружение, в ядре которого выделяется вулкано-купольный аппарат, сложенный экструзивно-эффузивным комплексом пород непрерывной антидромной спилит-кератофировой формации. В сводовой части складки отмечается толща филлитизированных алевропелитовых сланцев с интервалами их тонкого переслаивания с алевролитами и тонкослоистыми песчаниками, относимая к верхнему синемюру — нижнему плинсбаху.

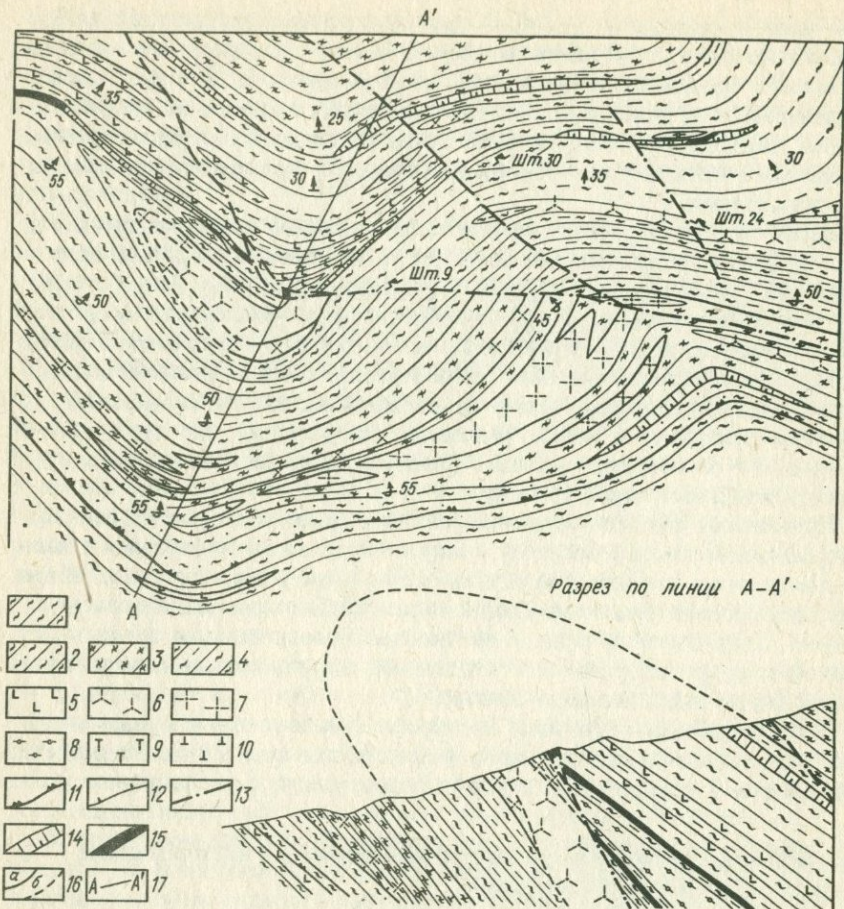


Рис. 44. Структурно-литологическая карта Кацдагского месторождения (а) и геологический разрез (б).

Толщи: 1 – углисто-глинистых сланцев, 2 – чередования глинистых сланцев и песчаников, 3 – филлитизированных глинистых сланцев, 4 – алевропелитовых сланцев, переслаивающихся с алевролитами и лавовыми покровами базальтоидов; 5 – габбро-диабазы, диабазы; 6 – андезито-базальты, базальты; 7 – андезиты, андезитодациты; 8 – липариты, липарито-дациты; 9 – туффиты глыбово-агломератовые и крупнообломочные; 10 – туфы глыбово-агломератовые; 11 – Кехнамеданский разлом; 12 – рудолокализирующие разломы; 13 – поперечные разломы (сдвиги, взбросо-сдвиги); 14 – прожилково-вкрапленные пирротин-полиметаллические и медно-пирротин-полиметаллические руды; 15 – массивные колчеданно-пирротин-полиметаллические руды; 16 – контуры магматических тел: а – видимый, б – предполагаемый; 17 – линия разреза

На крыльях развиты две толщи: 1) филлитизированных глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников и 2) чередования филлитизированных глинистых сланцев со среднеслоистыми песчаниками, – датируемые

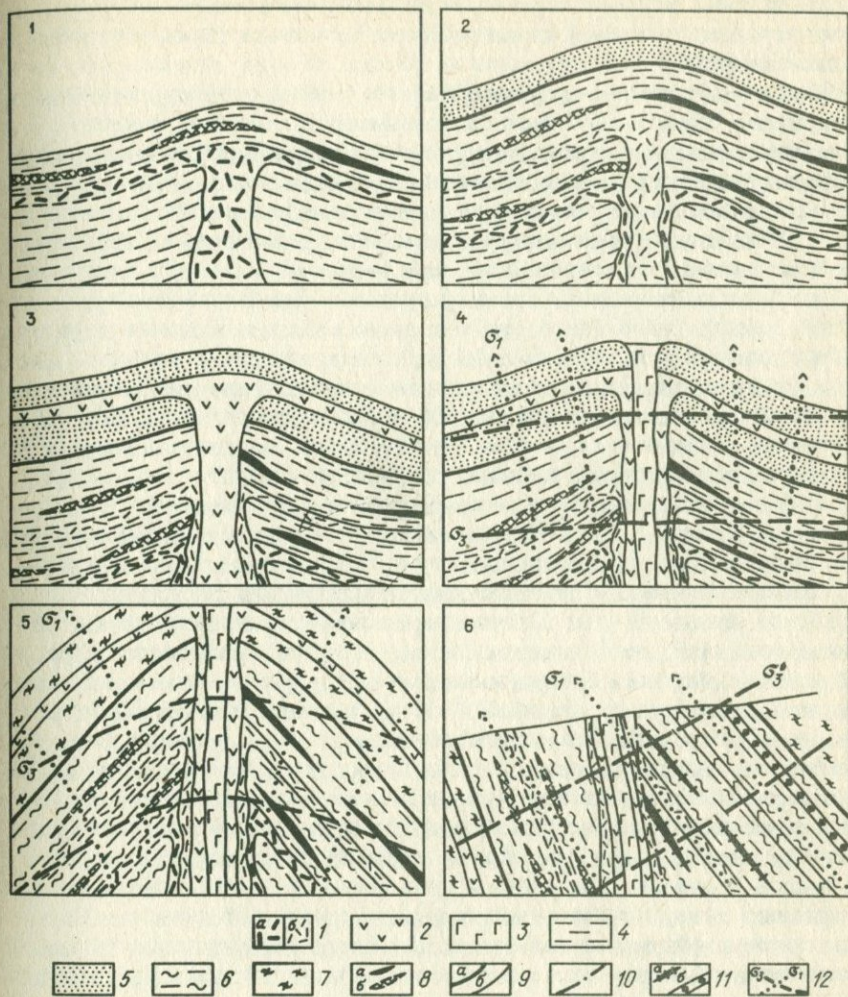


Рис. 45. Палеотектоническая реконструкция для основных стадий ранне- и поздне-складчатых этапов формирования структуры месторождения. Стадии: 1-4 ранне-складчатого этапа, 5-6 - поздне-складчатого этапа.

1 - липариты: а - первая стадия, б - вторая, липарито-дациты; 2 - андезиты, андези-то-дациты; 3 - базальты, андези-то-базальты; 4 - алевролиты, глины пелитовые; 5 - аргиллиты, песчаники, алевролиты; 6 - толщина филлитизированных глинистых сланцев; 7 - чередование алевропелитовых сланцев с алевролитами и песчаниками; 8 - стратиформные колчеданные залежи: а - разведанные, б - предполагаемые; 9 - границы: а - стратиграфические, б - литологические; 10 - поперечные разломы; 11 - залежи руд: а - унаследованных, стратиформных, колчеданно-пирротин-полиметаллических, б - эпигенетических, прожилково-вкрапленных, пирротин-полиметаллических и медно-пирротин-полиметаллических; 12 - палеотектонические поля напряжений:  $\sigma_1$  - растягивающие,  $\sigma_3$  - сжимающие усилия

соответственно низами и верхами карикса. С юга и с севера они срезаются соответственно Кехнамеданским и Жихих-Чугагским (Промежуточным) разломами [42].

Кацдагская тектоно-вулканическая постройка — это вулканическое сооружение центрального типа, расположенное в месте пересечения продольного и поперечного разломов глубокого заложения. В ее центральной части находится вулканический аппарат, являющийся выводным каналом, действовавшим с перерывами (пульсационно) в течение длительного времени. По каналу в процессе формирования постройки происходило сложное чередование и сочетание во времени эксплозий, экструзий и излияний лав, состав которых изменялся от липаритов до базальтов. Они перемещались с резко преобладающими в количественном отношении терригенными породами различных уровней верхнего синемюра — нижнего плинсбаха. Во время перерывов в вулканизме протекали процессы седиментации. В целом мощность постройки 160 м. В центральной части она характеризуется зональным строением. Самые поздние порции расплава (андезито-базальты и базальты) выполнили канальную часть.

У базальтов наблюдается ясно выраженная флюидальная текстура. Мощность их около 10 м. Они переходят по латерали в автомагматическую брекчию, содержащую обломки эффузивных пород различного состава: андезито-базальтов, андезито-дацитов и липарито-фельзитов. Размер обломков различный — от нескольких миллиметров до бомбовых и глыбовых разностей, превышающих 20 см, а иногда достигающих 0,5 м в поперечнике. Формы их остроугольные, реже округлые. Эти образования прослеживаются в зоне шириной 6—10 м. Автомагматические брекчии к северу и югу сменяются андезито-базальтами, на отдельных участках имеющими миндалекаменное и флюидальное строение. Ширина выходов этих пород 18—22 м. На периферии вулcano-купольного аппарата отмечаются образования дацитового состава. Последние в северной части представлены нормальными дацитами с видимой мощностью около 30 м. На южной периферии постройки в зоне шириной 35—40 м наблюдаются брекчиевые лавы, в краевых частях которых развиваются гиалокластиты. Они сложены обломками вулканических пород и аргиллитами (встречаются сравнительно редко) и основной лавовой массой дацитового состава. Обломки вулканических пород сложены дацитовыми порфиритами и перлитовыми липаритами афировой структуры. Последние, возможно, являются реликтами редуцированного купола кислой лавы.

На склонах и в сводовой части антиклинали в толще филлитизированных алевропелитовых сланцев наблюдаются отдельные потоки липаритов, липарито-дацитов, дацитов и андезито-дацитов. Местами они сопровождаются гиалокластическими туфами, туфобрекчиями и крупнообломочными агломератовыми туффитами.

К северу от сводовой части Кацдагской антиклинали отмечается линзообразное тело липаритового состава. Оно обнажается на поверхности и вскрывается на всех разведочных горизонтах месторождения. Мощность его постепенно увеличивается сверху вниз от 60 м в приповерхностных выходах до 150 м на горизонте шт. 12. По простиранию оно просле-

жено на 600 м. Форма тела линзовидно-куполовидная. Оно, по-видимому, сформировалось потоками лав, поступающих из выводного канала вулканического аппарата, хотя не исключена возможность его возникновения в результате выжимания лавы над самостоятельным выводным отверстием на склоне стратовулкана.

На месторождении выделяются три рудные зоны. Среди них наиболее изученной и продуктивной является первая, в которой сосредоточены все известные на Кацдаге рудные тела. Она расположена в северном крыле Кацдагской антиклинали, занимает в основном приосевую часть этой структуры. Остальные две зоны в настоящее время слабо изучены. Они представлены убогой прожилково-вкрапленной минерализацией кварц-пирротин-халькопиритового состава, приуроченной к субширотным зонам интенсивного рассланцевания, дробления и последующего окварцевания пород. Вторая и третья рудные зоны прослеживаются в южном и северном крыльях Кацдагской структуры на расстоянии 400 и 250 м от первой соответственно.

Рудоносные зоны осложнены поперечными, преимущественно субмеридиональными пострудными нарушениями, обуславливающими блоковое строение месторождения. Наиболее крупный из них — Губахский разлом, который под углом  $25^\circ$  сечет Кацдагскую антиклиналь. По характеру смещений он соответствует сбросу-сдвигу; вдоль него восточный блок сдвинут в юго-восточном направлении на 50 м и опущен на 60 м. Наряду с отмеченным в пределах месторождения наблюдаются многочисленные параллельные ему разломы с меньшими амплитудами смещений. Как отмечалось выше, главная рудная зона занимает северную приосевую часть Кацдагской структуры, сложенную толщей неритмичного чередования филлитизированных алевропелитовых сланцев, алевролитов и тонкослоистых песчаников, содержащую покровы и потоки андезито-дацитового и липарито-дацитового состава. Здесь же отмечаются субвулканические тела кислого состава, а также силлы и дайки основных пород (диабазы и габбро-диабазы).

Рудоносная зона содержит руды различного генетического типа. Промышленную ценность ее определяют унаследованно-стратиформные колчеданно-пирротин-полиметаллические руды с реликтовыми участками колчеданно-полиметаллических руд стратиформного типа. Широко развиты жильные пирротин-полиметаллические руды массивной текстуры, а также проявления штокверковой и прожилково-вкрапленной кварц-пирротин-халькопирит-сфалеритовой минерализации. На месторождении в пределах Главной зоны отмечаются два уровня стратиформного колчеданного оруденения, представленные вытянутыми в субширотном направлении пространственно разобщенными рудными залежами. Они залегают согласно с вмещающими породами, но характеризуются наличием частых пережимов и раздувов мощности как по простиранию, так и по падению, а также осложнением контактов пострудной тектоникой. Рудные залежи занимают закономерное пространственное положение по отношению к вулканическим телам липарито-дацитового состава. Южная залежь располагается под горизонтом, а северная — над горизонтом вулканических

образований. Непосредственный контакт между ними нигде не обнаружен. Они обычно разобщены "прокладкой" алевропелитовых сланцев. Мощность такой прокладки между южной залежью и липарито-дацитами довольно выдержана и в среднем составляет 25—30 м.

Северная залежь сильно сближена с вулканическими породами, и расстояние между ними в некоторых сечениях измеряется несколькими десятками сантиметров. При этом в разделяющей их узкой полосе терригенных пород, как правило, фиксируются тектонические нарушения. Обычно в висячем боку горизонта липарито-дацитовых пород, в отличие от лежащего, повсюду наблюдаются следы тектонических подвижек, выраженные плоскостями скольжения и складками волочения. Данное обстоятельство указывает на интенсивное надвигание северного крыла Кацдагской антиклинали вдоль горизонта вулканических пород в сторону свода складки. Этим, по-видимому, и объясняется сближение северной залежи с висячим контактом липарито-дацитов, с одной стороны, и быстрое выклинивание ее на глубине, с другой.

Рассматриваемые рудные залежи имеют общие черты внутреннего строения. Это прежде всего выражено зональностью по мощности: колчеданно-пирротин-полиметаллические руды с реликтовыми участками первичных колчеданов, слагающие центральную часть рудных тел, в сторону зальбандов постепенно сменяются сплошными пирротин-полиметаллическими рудами, а контактирующие с ними вмещающие породы содержат штокверковую и прожилково-вкрапленную минерализацию того же состава. В лежащем боку рудных залежей располагается относительно убогое прожилково-вкрапленное оруденение. Зональность аналогичного характера отмечается в большинстве случаев по простиранию. По падению колчеданно-пирротин-полиметаллические руды переходят в сплошные пирротин-полиметаллические, которые далее сменяются штокверками и прожилково-вкрапленными рудами. Следует отметить, что на участках пережимов рудных залежей вслед за резким убыванием их мощностей почти полностью исчезают реликты первичного колчеданного состава и руды преимущественно представлены пирротиновыми парагенезисами.

Пласто- и линзообразные рудные тела, образующие указанные залежи и расположенные в общем согласно с вмещающими породами, обычно асимметричны; северные (висячие) контакты их — пологие по сравнению с южными (лежащими), что служит дополнительным доказательством перемещения масс горных пород с севера на юг вдоль чешуйчатых надвигов на относительно жестком колчеданном ложе. С данным явлением связана, по-видимому, интенсивная трещиноватость пород в висячем боку рудных тел, что создает благоприятные условия для последующей эпигенетической минерализации. Несмотря на общее сходство, рассматриваемые рудные залежи вместе с тем отличаются масштабами проявления и характером распределения руды по вертикали.

Что касается Мазымчайского участка, здесь руды представлены в основном медно-пирротиновыми, пирротин-полиметаллическими и кварцхалькопиритовыми типами. В пространственном размещении их намечается определенная горизонтальная зональность. В центральной рудоносной

структуре преимущественно развиты медно-пирротиновые и кварц-халькопиритовые, а в промежуточной — пирротин-полиметаллические руды.

Этапы формирования структуры. Одновременно с детальным геолого-структурным картированием на месторождении и за его пределами были проведены комплексные петрофизические и тектонофизические исследования [42]. В результате удалось выделить три последовательных этапа формирования рудоносной структуры: ранне-, средне- и постскладчатый.

В первый этап происходило накопление терригенных осадочных толщ и развитие на локальных участках вулканизма (см. рис. 45). Для центральной части месторождения, где формировался вулкано-купольный аппарат, характерным был палеотектонический режим, при котором максимальное сжатие ориентировалось в направлении перпендикулярно к осям аппарата, а растяжение действовало вдоль него. В бассейне седиментации, судя по петрофизическим диаграммам, осадконакопление протекало в условиях, когда максимальное растяжение было ориентировано от меридионального до северо-западного — юго-восточного под углом  $50-80^\circ$ . Сжимающие усилия действовали преимущественно в северном — северо-восточном направлении под небольшими углами (см. рис. 50). На первом этапе формировались стратиформные колчеданные залежи. Образование их было тесно связано с вулканизмом, в частности со становлением Кацдагской тектоно-вулканической постройки. Ареной накопления колчеданных залежей служили мелкие конседиментационные депрессии.

Детальный палеофациальный анализ рудовмещающих образований показал, что в течение этого этапа формирование месторождения происходило по крайней мере в четыре стадии. Первые две привели к образованию горизонтов вулканогенно-осадочных руд, ассоциирующих с двумя фазами вулканизма — липаритового и липарито-дацитового состава. В третью стадию образовались потоки и ассоциирующие с ними субвулканические тела андезитового и андезито-дацитового состава, а в четвертую — формировались жерловые и прижерловые фации базальтового и андезито-базальтового состава. Образование руд протекало на склонах небольшой вулкано-купольной постройки, в прижерловой зоне.

В позднескладчатый этап сжимающие усилия продолжали действовать в горизонтальной плоскости в субмеридиональном направлении. В результате произошло образование нормальных сжатых складок, а затем опрокидывание их на юг. С тектоническим режимом этого этапа связано начало функционирования гидротермальной системы, приведшей к формированию эпигенетических рудных тел существенно пирротинового состава. При этом происходила кардинальная переработка ранее отложившихся колчеданно-полиметаллических руд вулканогенно-осадочного происхождения.

Постскладчатый этап характеризовался монотонным тектоническим режимом с меридионально ориентированным в горизонтальной плоскости направлением сжимающих усилий и субширотным, так же горизонтальным — растягивающим. В это время произошло дальнейшее опрокидыва-

Средние значения физико-механических свойств пород и руд Кацдагско-Мазымчай

Петрофизические группы	Породы и руды	Число образцов	$\rho, \text{ г/см}^3$	$P_{\text{эф}}, \%$	$A, \%$	$B, 1/\text{ч}$	Скорость упругих волн, км/с	
							$V_p$	$V_s$
I	Алевролиты	9	2,73	0,76	0,21	0,149	5,47	2,97
II	Песчаники	8	2,66	1,89	0,77	0,220	4,86	2,79
III	Гиалокластиты и кластолавы андезито-дацитового порфирита	5	2,77	0,98	0,47	0,220	5,30	2,90
IV	Андезито-дацитовый порфирит	4	2,70	1,39	0,67	0,135	5,18	2,59
V	Липаритовый порфирит	5	2,83	1,23	0,62	0,370	5,25	3,09
VI	Диабазы и габбро-диабазы	9	2,90	0,80	0,20	0,177	6,31	3,31
VII	Массивная пирит-полиметаллическая руда	5	4,30	2,30	0,96	0,12	5,81	3,37
VIII	Прожилковая кварц-пирротин-полиметаллическая руда	6	3,63	0,93	0,38	0,167	5,06	2,93

ние складок на юг и развитие серии надвигов и взбросов, плоскости которых наклонены под различными углами на север.

Петрофизические и руднофизические особенности месторождения. Исследование физико-механических свойств различных типов горных пород и руд дало возможность подразделить их на восемь групп (табл. 8). К I группе отнесены глинистые сланцы и алевролиты, которые отличаются высокими значениями прочности. Они малопроницаемые, непористые и характеризуются низкими отрицательными значениями комплексного петрофизического коэффициента (-0,23). Группа II объединяет песчаники и туфопесчаники. Для них характерны повышенные величины эффективной пористости (1,89%), динамики насыщения и Кпк (0,35). Группа III содержит гиалокластиты и андезито-дацитовые порфиры. Они имеют низкие значения твердости, прочности и параметров насыщения. В IV группу включены андезито-дацитовые порфиры, для которых типичны повышенные значения коэффициента Пуассона, параметров насыщения и Кпк (0,18). К V группе отнесены эффузивные породы липаритового состава. Они обладают высокими значениями параметров насыщения, умеренной твердостью и положительным, около нуля, Кпк. В VI группу входят интрузивные породы диабазового и габбро-диабазового состава. Они характеризуются высокими значениями упругих (продольных и поперечных) волн, низкими значениями параметров насыще-

ского рудного узла

$\mu$	Модули, $\mu \cdot 10^4$ МПа			$\Theta, \text{ К}$	Твердость ВН	$\tau, \text{ н} \cdot 10^5 \text{ Па}$	Кпк
	$E$	$G$	$K_{\text{сж}}$				
0,27	6,19	2,45	4,92	422,4	152	2120,09	-0,23
0,24	5,15	2,08	3,54	390,6	100	1401,23	0,35
0,25	5,80	2,36	4,70	411,2	94	1105,75	0,003
0,32	4,83	1,90	4,79	368,2	154	1835,43	0,18
0,22	6,68	2,76	4,15	440,9	227,3	1438,90	0,00
0,29	8,38	3,29	7,20	479,3	134,2	1453,51	-0,82
0,22	11,83	4,89	8,14	551,5	373,3	1533,09	-0,86
0,24	7,61	3,08	5,08	451,1	171,3	1132,03	-0,32

ния и отрицательными Кпк (-0,82). В VII группу включены вулканогенно-осадочные пирит-полиметаллические руды. Это наиболее плотные, жесткие и прочные образования. К VIII группе отнесены эпигенетические пирротин-полиметаллические руды. По сравнению со стратиформными рудами они имеют низкое значение температуры Дебая, на 30% меньшие значения модуля Юнга, более низкие величины прочности и твердости, модулей сдвига и всестороннего сжатия, а также несколько повышенные параметры насыщения и более высокие Кпк (-0,32).

В целом глинистые сланцы и алевролиты рудовмещающих толщ на всех этапах развития выполняли роль структурно-литологических экранов. Они малопроницаемые, непористые и характеризуются низкими отрицательными Кпк. Песчаники повсеместно на месторождении имеют повышенные пористость, параметры насыщения и Кпк. По этим данным они благоприятны для фильтрации гидротермальных растворов и служат рудоподводящими каналами.

По петрофизическим параметрам магматические породы можно разделить на два типа. Первый, включающий III, IV и V группы, состоит из гиалокластитов и кластолав андезито-дацитов и липаритов. Для него присущи несколько повышенные значения пористости, сравнительно низкие величины модуля Юнга, повышенные величины температуры Дебая и положительное значение Кпк. По физико-механическим свойствам эти

породы занимают промежуточное положение между глинистыми сланцами и песчаниками. Они формируют вулканическое сооружение и являются достаточно хрупкими образованиями. Так же как и песчаники, они служат путями фильтрации рудоносных растворов. Второй тип пород — диабазы и габбро-диабазы характеризуются низкими параметрами насыщения и пористости, а также низкими отрицательными Кпк. Они выполняли роль структурно-литологических экранов.

Руды Кацдагского месторождения отчетливо подразделяются на два минерально-генетических типа: ранний пирит-полиметаллический и поздний пирротин-полиметаллический. Пирит-полиметаллические руды имеют высокие значения модулей упругости, Юнга, сдвига, всестороннего сжатия, коэффициента Пуассона, твердости, прочности, температур Дебая и низкие (более чем в 2 раза) Кпк. Следует отметить, что для первичных пирит-полиметаллических руд типична линейная, расположенная в горизонтальной плоскости ориентировка коэффициентов упругой анизотропии, аналогичная установленной для осадочных пород. В то же время для эпигенетических пирротин-полиметаллических руд имеем также линейное, но крутоориентированное положение максимумов коэффициентов анизотропии.

Наблюдаются все переходы от сингенетических плотных и массивных руд первого этапа к менее плотным, с пониженными величинами упруго-плотностных свойств и повышенными параметрами насыщения руд второго этапа. При этом происходит существенное и резкое разуплотнение вещества, что указывает на приповерхностные условия процесса пирротинизации, который характеризуется низкими температурами и давлениями.

Выводы 1. Кацдагское колчеданно-пирротин-полиметаллическое месторождение относится к полигенному и полихронному типу. Его формирование протекало в три этапа: ранней и поздней складчатости и постскладчатый. В течение первого этапа образовались два уровня стратиформного колчеданно-полиметаллического оруденения, развитые на склоне вулканического сооружения в локальной депрессионной структуре. В это время происходили процессы конседиментационной складчатости. Поздне-складчатый этап сопровождался формированием эпигенетических пирротин-полиметаллических руд и общим смятием пород в нормальные и опрокинутые на юг складки.

В течение обоих этапов тектонический режим мало различался. В горизонтальном или умеренно наклонном положении действовали и сжимающие (в субмеридиональном направлении) и растягивающие (в субширотном) усилия. В постскладчатый этап произошли общее усложнение структуры, дальнейшее опрокидывание складок на юг и широтное развитие надвигов и взбросов.

2. По данным изучения физико-механических свойств выделено восемь групп пород, игравших различную роль в формировании структуры месторождения и в рудообразовании. Группы I и VI служили петрофизическими и структурно-литологическими экранами, а III, IV и V — рудоподводящими каналами при формировании эпигенетических руд. Формы индикатрисы скоростей продольных ультразвуковых волн для страти-

формных руд аналогичны полученным для осадочных образований. Вулканогенно-осадочные руды имеют повышенные значения упругих параметров и низкую пористость. Эпигенетические руды более пористы и менее упруги.

### Белюсовское колчеданно-полиметаллическое месторождение

Месторождение расположено в области Северо-Восточной структурно-фациальной подзоны Иртышской зоны смятия и приурочено к сложной складчатой структуре, ограниченной разломами, являющимися ветвями Иртышского глубинного шва. Район сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами среднего—верхнего девона, смятыми в линейные изоклинальные складки, которые характеризуются значительными различиями мощностей слоев горных пород на крыльях и в замках складок. Складчатая структура подзоны приобретает особенную сложность вблизи Осевой подзоны Иртышского разлома, вкrest основного простирания структур с юго-запада на северо-восток напряженность складчатости постепенно снижается. Согласно данным А.Л. Дергачева [12], изменение степени деформированности пород подзоны отражается и в закономерном изменении формы

вкрапленников в эффузивных и субвулканических породах кислого состава. В прозрачных шлифах, ориентированных главным образом в плоскости  $ac$  ( $a$  — линейность,  $c$  — нормаль к плоскости кливажа), были изучены соотношения максимального и минимального размеров кварцевых вкрапленников. Вблизи Осевой подзоны отмечаются вкрапленники удлиненной формы и соотношения размеров от 1,8 до 5 в 75% от общего числа изученных зерен. В то же время к северо-востоку форма зерен кварца становится более изометричной, и в районе Новоберезовского и Красноярского месторождений соотношение их размеров (в 75% случаев) не превышает 1,4. В качестве дополнительной меры степени деформированности горных пород использовалась величина пластической деформации содержащихся в них зерен кварца, которая количественно оценивалась по

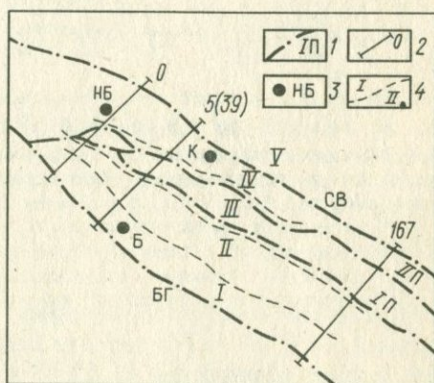


Рис. 46. Положение участков (I—V), различающихся по степени динамометаморфизма слагающих их пород, в региональной структуре Северо-Восточной подзоны [12]

I — крупные разломы (БГ — Березовско-Гаранский, СВ — Северо-Восточный, II и III — I и II Пихтовские); 2 — линии профилей и их номера; 3 — месторождения колчеданно-полиметаллических руд (Б — Березовское, НБ — Новоберезовское, К — Красноярское); 4 — границы и номера выделенных участков, различающихся интенсивностью динамометаморфизма пород

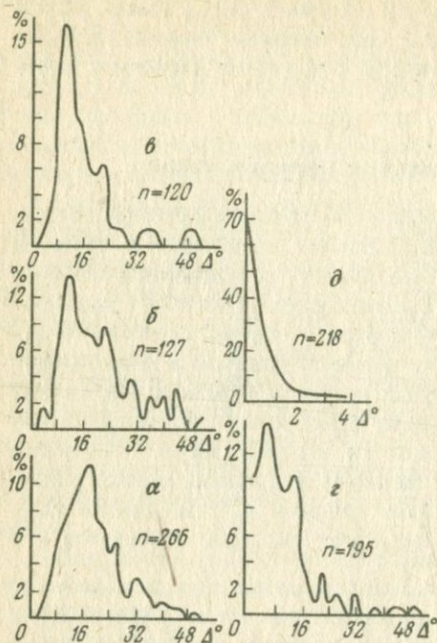


Рис. 47. Гистограммы распределения значений контрастности волнистого погасания кварца для различных участков Северо-Восточной подзоны [12]: а — I, б — II, в — III, г — IV, д — V. Положение участков см. на рис. 46.

контрастности волнистого погасания ( $\Delta$ ) дают значения более  $18^\circ$ . При переходе ко II, III и IV участкам значения максимумов на соответствующих кривых смещаются на  $12, 10$  и  $7^\circ$ , соответственно доля замеров со значениями  $\Delta$  более  $18^\circ$  снижается до 21% на III и 9% — на IV участке. В качестве пятой зоны рассматривался Веселовский участок, расположенный в пределах Алейского поднятия. В его пределах породы практически не подверглись деформации: 75% зерен кварца в них не имеют волнистого погасания, а в оставшихся величина  $\Delta$  не превысила  $4^\circ$ .

Обращает внимание ярко выраженный ступенчатый характер кривой на рис. 48. Участки сравнительно плавного изменения  $(\ln \Delta)_{\text{ср}}$  отвечают участкам I, II, IV, V, в их пределах градиент изменения этой величины не превышает  $1 \text{ км}^{-1}$ . Переходы между этими участками характеризуются величинами градиентов от  $1,5 \text{ км}^{-1}$  и более. Легко видеть, что участки резкого скачкообразного изменения величины пластической деформации зерен кварца горных пород отвечают положению крупных разломов, играющих весьма важную роль в геологическом строении подзоны: Березовско-Гаранинского, I и II Пихтовских и Северо-Восточного. Таким обра-

контрастности волнистого погасания этих зерен. Было исследовано большое число кварцевых зерен в прозрачных шлифах, пород, отобранных из глубоких скважин, пробуренных в районе Березовского и Новоберезовского месторождений.

В результате удалось выделить в пределах подзоны четыре участка (I–IV) с различной величиной пластической деформации кварцевых зерен. Участки вытянуты в северо-западном направлении в соответствии с общим простиранием структуры и имеют ширину в среднем около 1 км (рис. 46). Для каждого из них были построены кривые, отражающие частоту встречаемости различных значений величины контрастности волнистого погасания кварцевых зерен горных пород (рис. 47). Как видим, на графике, отвечающем I участку, расположенному ближе других к Осовой подзоне, максимум приходится на  $16–18^\circ$ , а 48% всех замеров величины

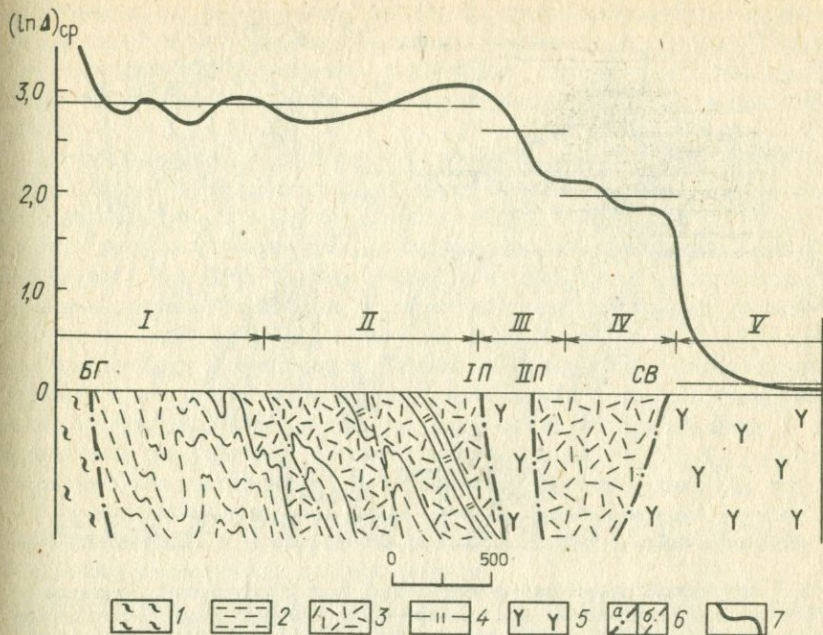


Рис. 48. Изменение величины контрастности волнистого погасания кварца вулканических пород в пределах Северо-Восточной подзоны Иртышской зоны [12].

1 – метаморфические породы Осевой подзоны; 2 – алевролиты и песчаники эйфель-живетского возраста, 3–4 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы живетско-франского возраста: 3 – липаритовые порфиры и туфы кислого состава, 4 – кремнистые алевролиты; 5 – туфы смешанного состава фаменского возраста; 6 – разломы: а – главные, б – второстепенные (названия главных разломов см. на рис. 51). 7 – кривая изменения контрастности волнистого погасания кварца. Прямыми горизонтальными линиями на графике показаны средние значения  $(\ln \Delta)_{ср}$  для пяти выделенных участков

зом, анализ величины пластической деформации зерен кварца горных пород позволяет установить наличие крупных разломов, являющихся естественными границами блоков в различной степени динамометаморфизованных горных пород.

Геологическое строение и структурные особенности месторождения в разные периоды изучали С.В. Константинов (1946), Н.Е. Калдин (1957, 1962), П.Ф. Иванкин (1957), М.И. Дробышевский (1962, 1978) и др. В пределах месторождения развит комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород среднего палеозоя, представленный средне-верхнедевонскими отложениями орловской, иртышской, шипулинской, пихтовской и белоусовской свит. Отложения иртышской и шипулинской свит являются рудовмещающими. Магматические породы представлены дайками и силлами диабазовых, реже диоритовых порфиритов и дайками гранит-порфиритов и плагιοгранит-порфиритов [21].

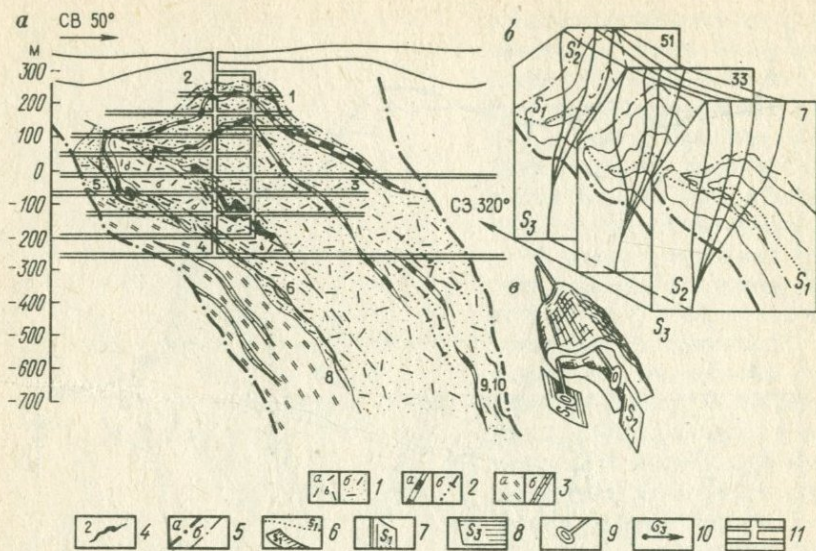


Рис. 49. Геолого-структурный разрез центральной части Белоусовского месторождения (сечение шх. Капитальной) (а); схематическая блок-диаграмма Белоусовской антиформной складки (б); схема соотношения осевых плоскостей и осей складок главных фаз деформаций (в) [21].

1, 2 – иртышская свита: 1 – вулканогенные отложения: а – лавы, лавобрекчи липаритовых порфиров, б – их туфы; 2 – осадочные отложения: а – углисто-кремнисто-глинистые сланцы по алевролитам (маркирующие горизонты), б – песчаники, туфопесчаники; 3 – шипулинская свита: а – кремнистые песчаники и алевролиты; б – известняки; 4 – рудные залежи; 5 – разрывные нарушения: а – крупные, б – мелкие; 6 – осевая плоскость изоклиальной складки ( $S_1$ ); 7 – осевая плоскость антиформной складки ( $S_2$ ); 8 – кливаж, параллельный осевым плоскостям складок третьей фазы деформаций ( $S_3$ ); 9 – оси складок; 10 – направление действия главных сжимающих усилий ( $\sigma_3$ ); 11 – горные выработки

Крутопадающие лентообразные залежи колчеданно-полиметаллических руд локализованы в пределах антиформной структуры, представляющей собой сжатую изоклиальную складку, опрокинутую на юго-запад и смятую в дальнейшем в антиклинальную структуру (рис. 49).

Антиформная складка осложнена мелкой изоклиальной и дисгармоничной складчатостью, ограничена с юго-запада Березовско-Гаранинским, а с северо-востока Писаревско-Белоусовским разломами. Структура ориентирована в северо-западном направлении ( $318-330^\circ$ ), ее общая длина более 10 км, ширина до 1,5 км. На северо-западном фланге складка приобретает сжатый облик и срезается разломами. По простиранию шарнир складки ундулирует с выходом на поверхность пород иртышской свиты, слагающих ее ядерную часть. Крылья складки сложены отложениями шипулинской, белоусовской и пихтовской свит. Реперными горизонтами, позволяющими проследить внутреннее строение структуры, являются

маломощные, но выдержанные горизонты графитизированных филлитовидных сланцев, маломощные прослои известняков, в которых выявляется закономерное увеличение содержания глинистых составляющих от кровли к подошве прослоев, а также прослои вулканитов основного состава.

Анализ морфологии и положения в пространстве осевых плоскостей и осей складок на различных масштабных уровнях (от первых миллиметров и сантиметров в ориентированных шлифах и образцах до метров и десятков метров в обнажениях и на геологических разрезах и погоризонтных планах) позволил выделить основные типы складок и установить, что закономерное положение в пространстве структурных элементов складок не меняется в зависимости от их масштаба, а их морфологические особенности сохраняются. Установлены следующие типы складок: изоклинальные, течения, скальвания, продольного изгиба, излома, волочения, нагнетания, цилиндрические, конические, блокированные и др. Выделяются три главные системы рассланцевания ( $S_1, S_2, S_3$ ), соответствующие трем последовательным этапам деформаций (рис. 50). Наиболее выраженная на месторождении система рассланцевания  $S_1$  соответствует положению в пространстве осевых плоскостей разномасштабных изоклинальных складок и складок течения.

Наблюдаемая в сланцах линейность  $L_1$ , образованная наложением главных плоскостей рассланцевания  $S_1$  и  $S_2$ , имеет пологие  $0-10^\circ$ , редко до  $20^\circ$ , углы склонения в северо-западном и юго-восточном направлениях по простиранию структуры. Положение линейности позволяет установить ундуляцию шарнира антиформной Белоусовской складки, которая на расстоянии 5 км может составить около 200 м. На северо-западном фланге месторождения была установлена крутоориентированная линейность  $L_2$ , параллельная шарнирам эшелонированных складок волочения, излома и продольного изгиба, развитых вблизи зон разломов. Углы наклона в данных случаях составляли  $50-70^\circ$ . Толщи и рудные тела Белоусовского месторождения разбиты многочисленными системами разломов и трещин. Наиболее проявлены пологие разломы, падающие в северо-восточном направлении под углами  $5-20^\circ$ , выполненные глиной трения и смещающие рудные тела и вмещающие сланцы на первые метры. Выделяется система изогнутых трещин перпендикулярной линейности  $L_1$ . Нередко эти трещины выполнены мономинеральными халькопиритовыми прожилками или содержат мелкие линзы полиметаллических руд. Многочисленные системы трещин нередко образуют в сланцах скорлуповатую, карандашную и другую отдельности.

В настоящее время на месторождении известно более 10 крупных залежей и целый ряд зон вкрапленной и прожилковой минерализации. Современная лентообразная форма залежей является как продуктом первичного отложения в виде пластов и линз, так и следствием перегруппировки рудного вещества в процессе формирования Иртышской зоны сматия. Залежи имеют форму узких, сравнительно маломощных, но протяженных лентообразных тел, осложненных многочисленными раздувами, пережимами и апофизами. С целью восстановления истории формирова-

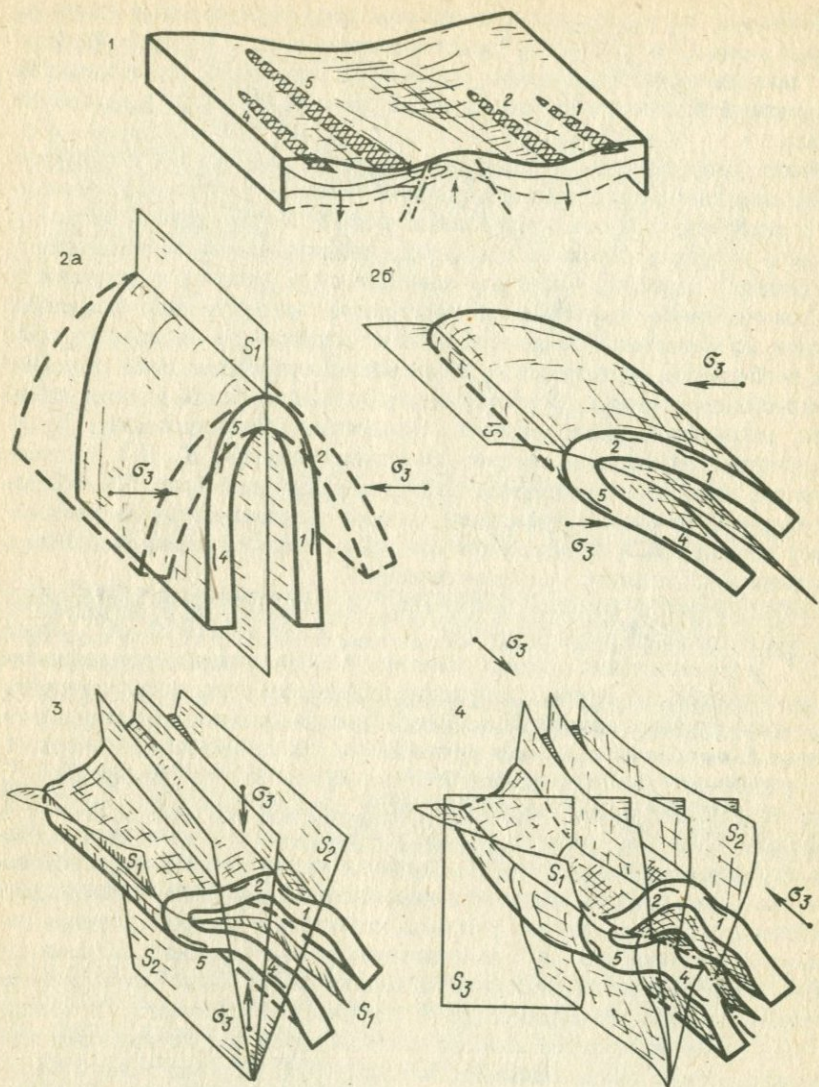


Рис. 50. Этапы формирования Белоусовского месторождения [21].

1 – синвулканический; 2 – изоклиальной складчатости: а – последовательное формирование сжатой антиклинальной складки, б – опрокидывание складки на юго-запад; 3 – этап формирования антиформной складки; 4 – этап постскладчатых деформаций (Остальные условные обозначения см. на рис. 54)

ния структуры месторождения были проведены палеотектонические реконструкции, включающие количественную оценку степени деформированности рудовмещающих толщ, расчет изменения мощностей отложений

при складкообразовании и удлинении структуры в целом по методикам Е.И. Паталахи и В.С. Милеева.

Расчет компонент удлинения ( $\epsilon_a$ ,  $\epsilon_b$ ,  $\epsilon_c$ ) тензора деформаций  $\epsilon_T$ , проведенный после исследования деформированных зерен кварца, карбоната и пирита в ориентированных шлифах липаритовых порфиров, их туфов, сланцев и тонкослоистых руд, показал, что компоненты сжатия-растяжения в среднем составляли  $\epsilon_a = +115\%$ ,  $\epsilon_b = +5 - -3\%$ ,  $\epsilon_c = -53\%$ , компонента растяжения в отдельных шлифах достигала  $+150\%$ . Подобные результаты были получены при исследовании структур будинажа. Так, будины липаритовых порфиров в кварц-серицит-хлоритовых сланцах деформированы при условиях:  $\epsilon'_a = +69\%$ ,  $\epsilon'_b = +2\%$ ,  $\epsilon'_c = -42\%$ , несколько большие значения получены при изучении будин диабазовых порфиритов:  $\epsilon_a = +101\%$ ,  $\epsilon_b = +3\%$ ,  $\epsilon_c = -52\%$ , и микрокварцитов в массивных рудах:  $\epsilon_a = +122\%$ ,  $\epsilon_b = +2\%$ ,  $\epsilon_c = -56\%$ . Изменение мощности липаритовых порфиров составляло 1,43, диабазовых порфиритов — 1,88, микрокварцитов — 2,12 раза. В целом по структуре из-за преобладания в разрезе кислых вулканогенных образований принято изменение мощности отложений при изоклиальной складчатости в 1,5 раза.

Этапы формирования месторождения. Структура месторождения образовалась в четыре этапа: 1) синвулканический, 2) изоклиальной складчатости, 3) формирования антиформной складки, 4) постскладчатых деформаций.

1. Синвулканический этап. Накопление вулканогенно-осадочных толщ и формирование вулканогенных гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических залежей в девонское время происходило в активной тектонической обстановке в линейной вулканотектонической депрессии. Размеры ее составляли в длину более 15 км, в ширину — около — 2,5 км. Впадина имела асимметричный характер, за счет активного развития на ранних стадиях синвулканического этапа в юго-восточной части структуры вулканогенного трога, к которому приурочены максимальные мощности отложений, и при палеофациальном анализе выявляется плохая сортированность обломочного туфогенного материала. Для заключительных стадий присущи инверсия вертикальных движений; погружение в центральной части депрессии сменяется воздыманием, а прогибание продолжается на флангах структуры (см. рис. 50).

2. Этап изоклиальной складчатости. В карбоне в связи с саурской фазой тектогенеза в Иртышской зоне смятия активно протекают процессы складкообразования, мигматизации, внедрения интрузий. В районе Белоусовского месторождения интенсивные субгоризонтальные сжимающие усилия, ориентированные в северо-восточном — юго-западном направлении, приводят к образованию на месте инверсионной вулканотектонической структуры сжатой антиклиальной складки (см. рис. 55), осложненной на крыльях мелкой изоклиальной складчатостью. Ось растяжения  $\sigma_1$  при этом была ориентирована субгоризонтально в направлении северо-западном — юго-восточном, промежуточная ось  $\sigma_2$  располагалась субвертикально. На завершающих стадиях этапа неоднородность сжимающих усилий приводит к опрокидыванию осевой плоскости антиклиальной склад-

ки на юго-запад и осложнению структуры серией близпараллельных осевой плоскости разрывных нарушений.

Высокая степень латерального сжатия и значительные температуры привели к существенному динамическому и термальному метаморфизму толщ и рудных тел. Однако проявление деформационных процессов было неоднородным: фиксируются зоны слабых метаморфических преобразований, в которых сохраняются реликты структур осадочных и вулканогенных пород, а также ритмичные тонкослоистые руды, вероятно, гидротермально-осадочного происхождения; в других зонах, нередко расположенных на небольшом расстоянии от зон слабых преобразований, по термобарогеохимическим исследованиям включений и данным изучения микродеформационных признаков в кварцсодержащих породах (деформационных ламеллей) устанавливаются температуры 500–700 °С и давления 300–600 МПа. В этих условиях породы претерпевают метаморфические преобразования, соответствующие амфиболитовой фации. В некоторых осадках (в зависимости от первичного состава) характерно проявление амфиболов (актинолита, тремолита, роговой обманки), андалузита, эпидот-цоизитовых минералов, биотита и других минералов. Однако широко развитые на месторождении процессы ретроградного метаморфизма обычно нивелируют результаты гетерогенных проявлений метаморфических преобразований, данного этапа, формируя типичную для района в целом зеленосланцевую ассоциацию метаморфических пород.

3. Этап формирования антиформной складки. В районе месторождения смена действия сжимающих усилий ( $\sigma_3$ ) с субгоризонтальных на субвертикальные приводит к наложению на опрокинутую антиклинальную складку складчатости скальвания. Ось растяжения ( $\sigma_1$ ) по-прежнему ориентирована вдоль структуры, однако она не совпадает с осью ( $\sigma_1$ ) изоклиальной складки, азимутальное расхождение на отдельных участках достигает 30°, углы наклона отличаются на 5–20°. Промежуточная ось  $\sigma_2$  располагается субгоризонтально в направлении северо-восточное – юго-западное.

При наложении складчатости скальвания осевая плоскость изоклиальной складки  $S_1$  деформируется, образуется антиформная структура (см. рис. 50). В осевой плоскости складок скальвания развивается интенсивное рассланцевание  $S_2$ , контролирующее положение апофиз рудных тел, сложенных мелкозернистыми полиметаллическими и барит-полиметаллическими рудами. На данном этапе процесс динамотермального преобразования толщ и руд продолжался, но характерной особенностью его являлось наложение турмалиновой ассоциации минералов на минеральные ассоциации зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Распространение минералов этой ассоциации (турмалина, апатита, андалузита, циркона, топаза, мусковита, биотита, бариевых полевых шпатов и др.) контролируется весьма отчетливой системой рассланцевания  $S_2$ , эта же система определяет положение сигарообразных даек гранит-порфиоров и плагиогранит-порфиоров. Наложение на рудные тела таких зон "пропаривания" приводило к появлению на отдельных участках зон частичного плавления руд, перенос их осуществлялся по тем

же системам расщепления  $S_2$ . Формировались рудные тела жило-, плитообразной формы.

После прогрессивной стадии метаморфизма на этом этапе, наступила регрессивная, что отразилось в формировании комплекса низкотемпературных гидротермальных минералов, накладывающихся на высокотемпературную турмалиновую ассоциацию. Эти изменения, выражающиеся в альбитизации, серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и т.д., затрагивают как вмещающие породы, так и новообразованные руды и дайки гранитоидов. Однако эти изменения несравнимо более слабые, нежели изменения вмещающих сланцев, вызванные наложением динамотермальных процессов, связанных с более ранними этапами складчатости.

4. Этап постскладчатых деформаций. На завершающих стадиях формирования структуры последующие подвижки вдоль разломов северо-западного простирания приводят к образованию многочисленных сколовых зон, эшелонированных систем складок волочения и излома с крутоориентированными шарнирами, образованию в осевой плоскости этих складок системы субвертикального кливажа  $S_3$  и появлению характерной мелкой плейчатости.

В рудах месторождения среднее отношение  $Cu:Pb:Zn$  составляет 1:0,86:3,7. По текстурно-структурным признакам выделяются массивные, богатокрапленные и прожилково-вкрапленные руды, а по составу пирит-халькопиритовые (медноколчеданные), пирит-халькопирит-сфалеритовые (медно-цинковые), пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовые (полиметаллические), барит-сфалерит-галенитовые (барит-полиметаллические). Устанавливаемая для рудных тел зональность, которая выражается в приуроченности полиметаллических и барит-полиметаллических руд к висячему боку залежи и локализации медно-цинковых и медноколчеданных руд в лежащем боку, в значительной степени условна. Как правило, при пересечении рудного тела можно наблюдать чередование выделенных типов руд, нередко отмечается обратная зональность.

По степени метаморфических преобразований выделяются слабометаморфизованные, метаморфизованные и метаморфические руды. К слабометаморфизованным отнесены руды с сохранившимися текстурами и структурами первичного происхождения, не разрушенные процессами метаморфогенной перекристаллизации, ремобилизации и переотложения рудного вещества.

Слабометаморфизованные руды. Несмотря на общую высокую степень метаморфогенного преобразования руд, на отдельных участках сохранились первичные слабо деформированные сингенетические вулканогенно-осадочные рудные образования. Исследования деформированных зерен кварца, карбоната и пирита в ориентированных шлифах липаритовых порфиров, их туфов, сланцев и тонкослоистых ритмичных руд показали, что степень деформированности данных руд и рудовмещающих толщ весьма близкая. Неоднородность проявления динамометаморфизма толщ на отдельных участках месторождения находит соответствующее отражение и в степени деформированности слоистых руд. Это предполагает совместную деформацию, т.е. существование реликтовых сингенети-

ческих руд, которые имеют ритмично-слоистое строение. Они представлены полиметаллическим, барит-полиметаллическим и колчеданным (часто медноколчеданным) подтипами. Реликты этих руд отмечены со стороны лежащего бока и в центральной части залежи 5, значительно реже они устанавливаются для залежи 4. Соотношение ритмично-слоистых руд с общими запасами залежей невелико.

Метаморфизованные руды. Данный тип руд, наиболее широко распространенный на месторождении, является промежуточным в ряду вулканогенно-осадочные — метаморфизованные — метаморфические руды, отражающем степень метаморфогенной преобразованности руд. Руды характеризуются метаморфогенной полосчатостью и несут следы явных динамометаморфических преобразований. Степень деформированности зерен минералов меньше, чем у ритмично-слоистых руд, но значительно выше, чем у метаморфических. Для данного типа руд типично широкое развитие складок продольного изгиба. Сульфидные слои, маркирующие складчатую структуру, имеют мощности до 10 мм и более и обычно разделяются прослоями сланцев мощностью от миллиметров до нескольких километров. На крыльях складок отмечаются тонкие зонки скальвания, их положение фиксируется также в слабой вогнутости или просто в изгибе крыльев складок. Выявляется закономерное по отношению к элементам складок распределение элементов-примесей в пирите. Кобальт, медь и титан образуют повышенные концентрации в замковых частях складок, а на их крыльях максимумы содержаний этих элементов коррелируются с зонками сколовых нарушений. Этой же закономерности подчиняется распределение железа и кадмия в сфалерите, а также железа, серебра и сурьмы в блеклых рудах. Описанное распределение элементов совпадает с положением зон сжатия и растяжения и экспериментально полученных складок продольного изгиба. Распределение элементов-примесей и составов сложных сульфидов в пределах складок отвечает форме палеотектонического поля напряжений, соответствующего периоду их образования.

Метаморфические руды имеют мелкозернистое строение, а также четкие "интрузивные" контакты с вмещающими породами и образуют многочисленные апофизы, содержат обильные ксенолиты пород и вулканогенно-осадочных руд и округлые выделения пирита ("шариковые" руды) и кварца.

Независимо от положения в структуре и принадлежности к тому или иному месторождению руды характеризуются близкими физическими свойствами и почти идеально изотропны. При микроскопическом исследовании в них не установлено заметных признаков динамометаморфизма. В случае, когда сульфидный высококонцентрированный раствор-расплав проникал в ранее образованные руды, из последних в результате теплового воздействия выносился халькопирит, который образовывал мономинеральные прожилки и вкрапленность на контакте рудной залежи.

Какой-либо четкой закономерности в составе и концентрациях элементов-примесей в пиритах из различных участков метаморфических залежей не обнаружено. В них наблюдаются отдельные гнездообразные скопления пирита с несколько повышенными концентрациями Co (до 0,08%), Cu

(до 60—70 усл. ед.) и Ti (до 65 усл. ед.). В целом для пиритов этого типа руд характерны пониженные средние значения таких элементов-примесей, как Co и Cu. Другая особенность пиритов — это небольшие колебания в концентрациях элементов-примесей. Высокие содержания обычно в 1,5—2 раза, реже 2—3 раза превышают минимальные. Наряду с обогащенными элементами пиритами встречаются участки с резко пониженными их концентрациями. Здесь содержания Co меньше 0,005 %, Cu меньше 10 усл. ед.

Составы сфалеритов метаморфических руд в среднем соответствуют сфалеритам вулканогенно-осадочных образований. В них содержание Fe изменяется в пределах 0,48—1,34 %. Отмечается только резкое обогащение их Cd (0,33—0,45 % по сравнению с 0,21—0,27 % в вулканогенно-осадочных рудах). Блеклые руды в метаморфических рудах по сравнению со слабометаморфизованными образованиями несколько обеднены Fe (4,93 и 5,30 %), по остальным же элементам составы их приблизительно равны.

Изучение составов пиритов из приконтактных зон рудных тел и из апофиз показало, что в узкой полосе эндоконтакта шириной 0,3—10 см концентрации элементов-примесей резко понижаются (например, Cu со 100 до 20 усл. ед. и т.д.). В самих же апофизах состав пиритов в целом сохраняется на том же уровне, что и в пределах основного тела. Только непосредственно на контакте с вмещающими породами и на выклинивании отмечается резкое падение концентраций всех элементов-примесей.

Одна из характерных особенностей метаморфических руд — шарообразные выделения пирита и кварца. Размер пиритовых шаров от 1 до 10 мм, в среднем 2—3 мм. Они известны на многих сильнометаморфизованных месторождениях, и природа их дискуссионна. Одни исследователи считают, что это реликты сульфидных галек, другие относят пиритовые шары к чисто тектоническим образованиям, формировавшимся при полистадийных деформациях руд, третьи предполагают, что шары — это магматические выделения.

Автором были детально опробованы по сетке 1×1 мм наиболее типичные и достаточно крупные выделения (рис. 51), взятые из метаморфических руд залежей 4,5 и 7. Рентгеноспектральным методом исследовалось отношение серы и железа в пирите. Минимальные значения его (1,78) оказались в центре шара, а максимальные (1,91) — по периферии. Важно отметить, что значения этого коэффициента в пиритах, окружающих шар, всегда были еще более высокими (до 1,97). Таким образом, вполне уместно предположить, что "шариковые" выделения представляют собой типичные новообразования, кристаллизовавшиеся в условиях с изменяющимися концентрациями серы и железа. В данном случае ядерная часть шара служила начальным центром кристаллизации рудного сульфидного раствора — расплава, а внешняя зона образовалась в момент общей кристаллизации рудной массы. Изучение внутреннего строения пиритовых шаров позволит оценить физико-химические условия и динамику их изменения при формировании руд этого типа.

Другая особенность метаморфогенных руд — это выделение кварца

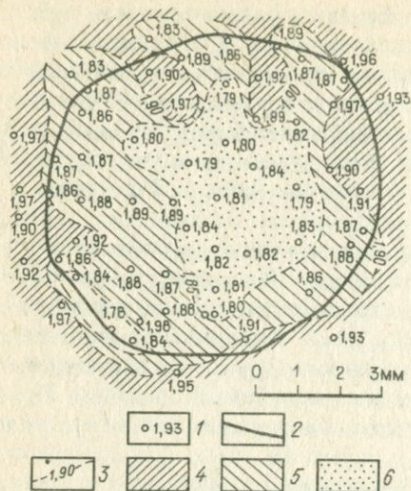


Рис. 51. Распределение отношения железа к сере в пирите шарообразного выделения.

1 — точки микрозондирования и значения отношения; 2 — граница выделения; 3 — изолинии отношения, 4–6 — значения отношения: 4 —  $> 1,90$ , 5 —  $1,85 - 1,90$ , 6 —  $< 1,85$

шарообразной кашлевидной или эллиптической формы и размером от долей миллиметра до 2–5 см. Все они представляют собой реликты ранних (вулканогенно-гидротермальных и др.) кварцев. Первичные угловатые формы их сглажены и по периферии включений образовалась зона плавления. При массовом изучении кварцевых выделений в рудах наблюдаются все стадии превращения раннего дометаморфогенного кварцевого агрегата в шарообразное магматическое образование. В этих кварцах обнаружены расплавные включения, гомогенизирующиеся при температурах 560–900 °С, и включения, выполненные жидкой  $\text{CO}_2$ . Величины давлений, рассчитанные для флюидной фазы ( $P_{\text{CO}_2}$ ), при температурах частичной гомогенизации (560–620 °С) составляли 300–400 МПа и при полной (700–820 °С) 500–600 МПа.

В условиях прогрессивного нарастания температур и давлений

происходило сначала пластическое течение материала с образованием линейно-струйчатых структур (цилиндрических и конических складок, струй течения и т.д.). В это время действовали оба механизма миграции рудного вещества — пластическое течение и диффузия химических элементов. Основным фактором, контролирующим перемещение минерального вещества, был палеотектонический режим. Движение вещества и диффузия происходили в направлении зон растяжения из областей сжатия.

Дальнейшее повышение температур и давлений привело к образованию раствора-расплава и к полному уничтожению первичных текстурно-структурных характеристик руд. Гомогенный расплав был практически лишен паров воды, насыщен жидкой  $\text{CO}_2$  и находился под большим давлением (более  $3 \cdot 10^2$  МПа). Внедрение его по тектоническим нарушениям во вмещающие породы сопровождалось брекчированием последних, разгерметизацией системы и быстрой кристаллизацией расплава. В связи с этим метаморфические руды, как правило, насыщены массой обломков вмещающих пород, имеют однородный "аплитовидный" облик, однородны как по составу, так и по зернистости.

В настоящее время не существует однозначных данных о физико-химическом состоянии образовавшейся жидкой массы, то ли это высококонцентрированный полимерный раствор, то ли расплав? Ясно только, что

возникшая под воздействием метаморфогенных процессов масса обладала свойствами магматического расплава. Важным индикатором физико-химических и термодинамических параметров данной системы служат шарообразные выделения сульфидов и нерудных минералов. Известны сульфидные выделения различного состава: халькопиритовые, сфалеритовые, пиритовые и др. Из нерудных наиболее распространены кварцевые выделения, но известны образования амфиболового, биотитового и эпидотового состава.

В генетическом отношении их можно разделить на две группы. Первая группа включает мелкие ксенолиты вмещающих пород и более ранних руд, приобретшие округлую форму под воздействием сульфидного расплава. Вторая группа состоит из новообразований. Это своеобразные ядра кристаллизации расплава. Состав шаров обусловлен наличием повышенных концентраций химических элементов в расплаве. Так, сферолитовые шары встречаются в существенно сфалеритовых рудах, пирроотиновые — в пирроотиновых и т.д.

В пределах рудных залежей Березовско-Белоусовского рудного поля широко распространены пиритовые шарообразные выделения обоих генетических типов. Изучение отношения S/Fe пирита с помощью микроанализа показало, что в новообразованных выделениях значения отношения закономерно увеличиваются от центра к периферии и на контактах выделений достигают значения, соответствующего коэффициенту пиритов основной массы руд. Подобная зональность в полном объеме встречается редко и только в крупных шарах (диаметром 6—10 мм). Обычно же мы имеем более мелкие шары, в пределах которых отношения S/Fe пирита соответствуют либо одной из зон, либо захватывают несколько. Вероятнее всего, различие в значениях коэффициента отдельных шаров объясняется их разным начальным моментом кристаллизации. Крупные шары с широким диапазоном значений коэффициента образовывались на протяжении всего периода кристаллизации расплава. Шары с низкими значениями коэффициента сформировались в начальный момент, и в дальнейшем их рост прекратился или более горячие порции расплава растворили внешние зоны. Начало образования пиритовых шаров, судя по данным изучения стехиометрии пирита, происходило на протяжении всего периода затвердевания расплава.

Изложенные выше сведения и представления вполне согласуются с экспериментальными данным А.Д. Ракчеева и Л.В. Чернышева по синтезу пиритов при разных температурах (от 250 до 500 °С). Они установили, что имеется строгая закономерность, состоящая в том, что с повышением температуры синтеза пиритов происходит обогащение железом и обеднение серой. Пириты иртышских месторождений из расплавных руд начали формироваться из расплава первыми при максимальных температурах и продолжали образовываться вплоть до полного затвердевания сульфидной массы.

Петрофизические исследования позволили проследить эволюцию физико-механических свойств руд от вулканогенно-осадочных через метаморфизованные до метаморфических. Для руд залежи 5 отмечается следую-

щее изменение петрофизических характеристик: постепенное увеличение значений плотности, эффективной пористости и констант насыщения, уменьшение коэффициента Пуассона, увеличение значений модуля Юнга, температур Дебая и значений комплексного петрофизического коэффициента. Подобные изменения физико-механических свойств установлены также в различных генетических типах руд залежи 4. Анизотропия упругих свойств, характерная для вулканогенно-осадочных руд, в метаморфизованных уменьшается, метаморфические руды почти идеально изотропны.

### Месторождения мусковитовых пегматитов Северной Карелии

Основные месторождения мусковитовых пегматитов находятся в Чупино-Лоухском слюдоносном районе. Они располагаются в пределах Беломорского блока архея, обрамленного зонами карелид [22]. Важная особенность беломорид — наличие складчатости поперечно-перекрестного типа, возникшей в результате комбинации складок северо-западного — северо-восточных направлений. Породы района претерпели региональный метаморфизм гранулитовой фации в архее, а в раннем протерозое — зональный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождавшийся гранитизацией. Разносторонние исследования этого периода способствовали развитию гипотезы метаморфогенного образования пегматитов, согласно которой последние формируются на определенных стадиях тектоно-метаморфического цикла при оптимальных термодинамических условиях.

В исследуемом районе на локализацию мусковитовых пегматитов главное влияние оказали литолого-стратиграфический, тектонический и метаморфический факторы. Литологический контроль выразился в том, что пегматиты с мусковитом приурочены к свитам глиноземистых гнейсов, а с керамическим сырьем — к свитам, сложенным биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. При этом почти все мусковитовые месторождения приурочены к горизонтам чупинской свиты, состоящим из высокоглиноземистых гнейсов. В тектоническом отношении характерна приуроченность мусковитовых пегматитов к участкам поперечно-перекрестной складчатости. Кусты жил пегматитов локализуются или в ступеневидных, или в сводовых перегибах крупных антиклинальных складок субширотного простирания. Жилы расположены в ядрах и на крыльях складок и ориентированы перпендикулярно к их шарнирам. В.В. Зарубин считает, что с заключительной стадией образования наложенных поперечных складок связано развитие зон вторичного расщепления, которые также контролируют размещение пегматитов. В локальном плане на позицию жильных проявлений оказывали влияние породы основного и ультраосновного состава, гранито-гнейсы, мигматиты и аплиты.

Регионально-метаморфический фактор проявился в том, что наиболее активно образование месторождений происходило в условиях альмандиндистеновой субфации амфиболитовой фации. Мусковитовые пегматиты приурочены к средне- и крупнозернистым дистен-гранат-биотитовым, гранат-биотитовым и биотитовым гнейсам зон наложенной сланцеватости, возникающих на регрессивной стадии метаморфизма.

В результате исследований, проведенных К.В. Лобановым [22], определены физико-механические свойства всех типов метаморфических и магматических пород, слагающих Беломорский комплекс. По этим параметрам они образуют ряд, в пределах которого происходит закономерное увеличение скоростей продольных и поперечных ультразвуковых волн, модулей Юнга, сдвига, всестороннего сжатия и уменьшение параметра  $v_p/v_s$ , коэффициента Пуассона и анизотропии, а также эффективной пористости: дистен-гранат-биотитовые гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, биотитовые гнейсы, лейкократовые кварц-полевошпатовые породы (гранитоиды), гранито-гнейсы, амфибол-биотитовые и эпидот-биотитовые гнейсы, амфиболиты, габбро-нориты, перидотиты. Кроме того, в породах одного и того же состава более крупнозернистые разности характеризуются меньшей упругостью по сравнению с мелкозернистыми, а массивные образования более упруги и изотропны, чем сланцеватые.

Особую петрофизическую группу образуют глиноземистые гнейсы (дистен-гранат-биотитовые и гранат-биотитовые), к которым приурочены кусты жил мусковитовых пегматитов. Они отличаются от других пород наименьшими величинами  $v_p$  и  $v_s$ ,  $G$ ,  $E$ ,  $K_{сж}$  и наибольшими  $-v_p/v_s$ ,  $\mu$ ,  $AV_p$  и  $\Pi_{эф}$ . При переходе от гранулитовой фации метаморфизма к амфиболитовой и при возрастании степени мигматизации происходит уменьшение плотности, скоростей упругих волн, модулей упругости, увеличение параметра  $v_p/v_s$ , коэффициента Пуассона и анизотропии ( $AV_p$ ) и эффективной пористости.

Беломорский комплекс, состоящий в исследованном районе из пяти свит: западной, котозерской, чупинской, хеталамбинской и керетской — характеризуется гетерогенным по физико-механическим параметрам строением. Породы продуктивной чупинской свиты по сравнению с образованиями других свит имеют меньшие величины  $v_p$ ,  $v_s$ ,  $G$ ,  $E$  и  $K_{сж}$  и большие  $-v_p/v_s$ ,  $\mu$ ,  $AV_p$  и  $\Pi_{эф}$ . В свою очередь, перекрывающие чупинскую свиту толщи (керетская и хеталамбинская) отличаются от подстилающих (котозерской и западной) более высокими значениями скоростей волн, модулей упругости и меньшими  $\mu$ ,  $v_p/v_s$  и  $\Pi_{эф}$ . Плотность пород свит также различается: керетская — 2,66, хеталамбинская — 2,80, чупинская — 2,71, котозерская — 2,75 и западная — 2,63 г/см<sup>3</sup>. Важный классификационный параметр — отношение  $v_p/v_s$ . Оно максимальное (1,69) в образованиях чупинской свиты; в породах керетской и хеталамбинской свит — 1,74–1,77, а западной и котозерской — 1,83–1,86.

Разрез чупинской свиты также имеет неоднородное в петрофизическом отношении строение (рис. 52). Породы продуктивных горизонтов характеризуются минимальными величинами  $v_p$ ,  $v_s$ ,  $E$  и более высокими  $v_p/v_s$ ,  $\mu$ ,  $AV_p$  и  $\Pi_{эф}$  относительно других образований свиты. Еще в более мелком масштабе гетерогенность свойств проявляется на уровне отдельных горизонтов, что связано с вариациями в количественных соотношениях между дистен-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, развитых в их пределах. Отмеченные разности существенно отличаются по физико-механическим свойствам друг от друга, как это и было отмечено ранее.

Порядок свиты	Горизонт	Мощность, м	$\rho, \text{г/см}^3$		$P_{\text{эф}}, \%$		$v_p, \text{км/с}$		$\epsilon, \text{н} \cdot 10^4, \text{МПа}$		$v_p/v_s$		$A_{\text{вп}}$		Кпк		
			2,70		1,0	1,20	5,2	5,6	0,30	0,32	5,0	6,0	1,90	2,00	1,10	1,12	0
I	12	270															
	11	260															
	10	190															
	9	140															
	8	600															
	7	210															
	6	460															
II	5	250															
	7*	250															
	6*	210															
	5*	290															
	4*	550															
	3*	750															

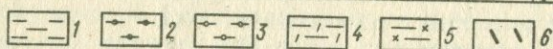


Рис. 52. Изменение физико-механических свойств метаморфических пород по разрезу чупинской свиты [22].

1 – биотитовые гнейсы, 2 – гранат-биотитовые гнейсы; 3 – дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 4 – амфибол-биотитовые гнейсы; 5 – биотитовые гранито-гнейсы; 6 – жилы мусковитовых пегматитов

Пегматитоносные тектонические структуры. Среди большого разнообразия пликативных структур, развитых в образованиях беломорского комплекса, на слюдоносных полях преимущественно распространены линейные и брахиформные складки, в разной степени насыщенные пегматитами. Линейные структуры имеют в основном северо-западное и меридиональное простирание и не содержат крупных месторождений. В отличие от них брахиантиклинали являются типичными для площадей, где проявилась "перекрестная" складчатость. Особый интерес эти структуры представляют на участках, сложенных глиноземистыми породами чупинской свиты. В них выделяются наложенные более мелкие складки северо-западного, северо-восточного субширотного простираний. К сводовым частям и перегибам на крыльях антиклиналей приурочены месторождения мусковитовых пегматитов. Особую группу пегматитоносных структур представляют зоны вторичного рассланцевания.

Анализ 160 диаграмм анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн, полученных для ориентированных образцов пород различных в геолого-структурном отношении участков Чурино-Лоухского слюдоносного района, позволил выделить семь типов индикатрис с последовательно усложняющейся формой (рис. 53). Первый тип наиболее распространенный. Он представлен одним поясом повышенных значений  $v_p$  с максимумами в краевых частях, превышающими скорости в поясе на 0,25–0,50 км/с. Пояс совпадает с положением сланцеватости. Индикатриса имеет форму эллипсоида, ориентированного горизонтально. Второй

тип диаграмм отличается от первого наличием пережима на поясе высоких значений  $v_p$ . Его появление, вероятно, связано с наличием в породе двух систем микроскладок. Индикатриса представляет собой сплюснутый в средней части эллипсоид, ориентированный горизонтально.

В третьем типе индикатриса в форме эллипсоида ориентирована вертикально в плоскости сланцеватости. Выделяется пояс повышенных скоростей с одним максимумом. Вертикальная ориентировка максимума коррелируется с положением двух систем микроскладок. Четвертый тип в отличие от рассмотренных выше имеет в пределах пояса  $v_p$  два максимума — один горизонтальный и другой вертикальный — и один минимум, ориентированный перпендикулярно к положению пояса. Все максимумы находятся в плоскости сланцеватости. В породах с этим типом анизотропии установлены три системы микроскладок. Положение центрального максимума на диаграмме совпадает с ориентировкой их осевых плоскостей. Индикатриса представлена комбинированной формой, образованной сложением двух эллипсоидов, ориентированных горизонтально и вертикально.

Пятый тип похож на четвертый и отличается от последнего более автономной позицией центрального максимума, фиксирующего линию пересечения осевых плоскостей трех систем микроскладок. В шестом типе отсутствует поясовая структура. Имеется только четкий краевой максимум и минимум в центре диаграммы. В породах отмечаются две системы микроскладок. На диаграммах седьмого типа наблюдается область повышенных значений  $v_p$  сложной формы, в пределах которой выделяется несколько максимумов, не совпадающих с положением сланцеватости. Появление их, вероятно, связано с выявленными в породах этого типа тремя системами микроскладок.

Установленные формы индикатрис отражают как общие условия залегания метаморфических пород, так и характер их деформированности. В них отмечается совпадение максимальных сечений с положением кристаллизационной сланцеватости и в ряде случаев наложенной микроскладчатостью. Наиболее сложные формы индикатрис четвертого, пятого и седьмого типов связаны с наличием в породах трех систем микроскладок.

Рассмотрим особенности пространственного распределения установленных типов индикатрис в пределах брахиформных и линейных структур данного района на примерах следующих участков: Малиноваракского, Карельского, Тэдинского, Северного и Центрального.

Малиноваракская брахиантиклиналь ориентирована в меридиональном направлении и имеет на восточном крыле две наложенные антиклинальные складки северо-восточного и субширотного простирания, разделенные синклиналью. Для пород, слагающих эти антиклинали, характерны индикатрисы первого, второго и четвертого типов (рис. 54). В глиноземистых породах продуктивных горизонтов, приуроченных к ядерным частям антиклиналей и содержащих пегматиты слюдоносных участков Северный и Южный, наблюдаются диаграммы четвертого типа и три системы микроскладок. По периферии участков развиты индикатрисы первого и второго типов и две системы микроскладок. Близкие структурно-петро-

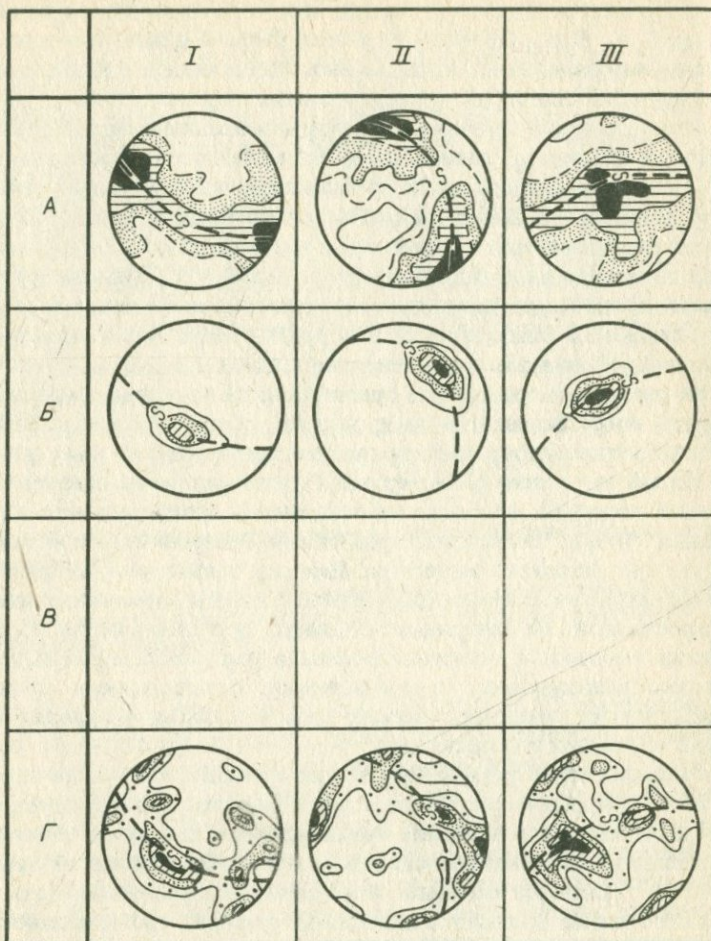
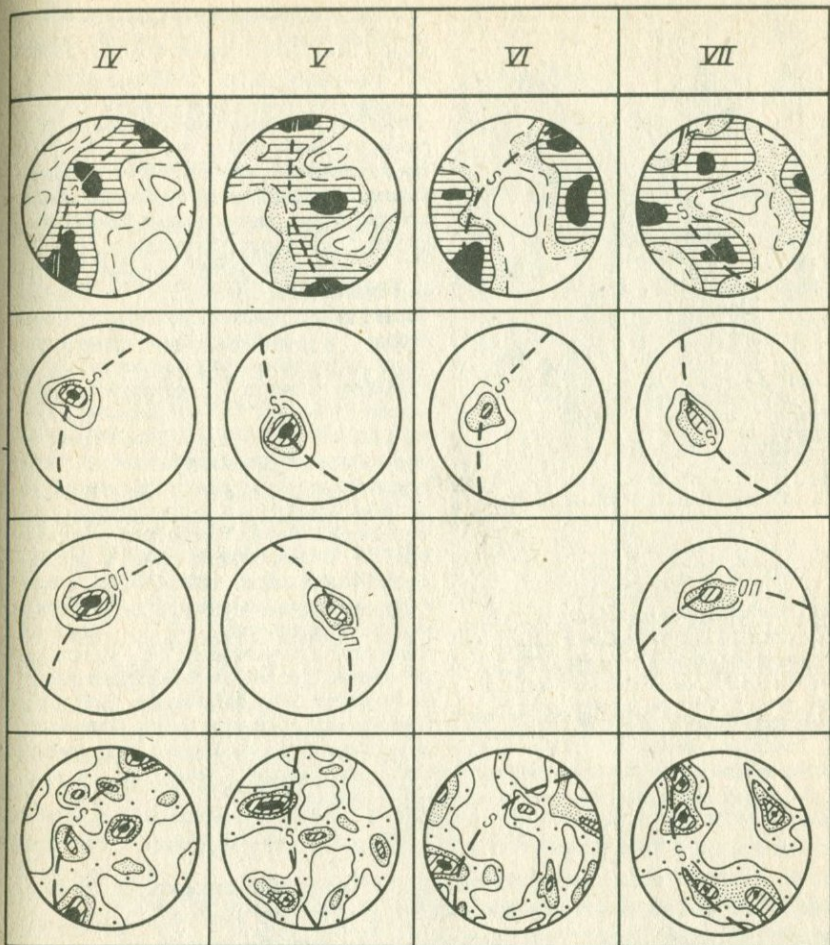


Рис. 53. Типы индикатрис скоростей продольных ультразвуковых волн для пород А – круговые диаграммы скоростей продольных волн. Изолинии проведены через 2–4–6–8%. S – сланцеватость. В – диаграммы ориентировки шарниров ствующей системы мелких складок. Г – диаграммы ориентировки оптических осей

физические особенности имеют и Карельская и Тэдинская брахиантиклинали. В обеих структурах выделяются по две наложенные более мелкие антиклинальные складки, разделенные синклиальной; в породах, слагающих брахиантиклиналь, выявлены индикатрисы первого–пятого типов. В образованиях пегматитоносных ядерных частей антиклинальных складок развиты индикатрисы четвертого и пятого типов, а также три системы микроскладок. За пределами участков с жилами пегматитов породы

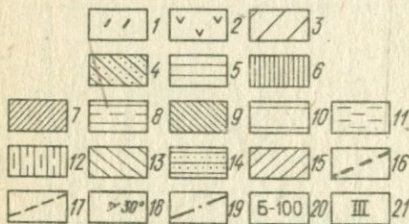
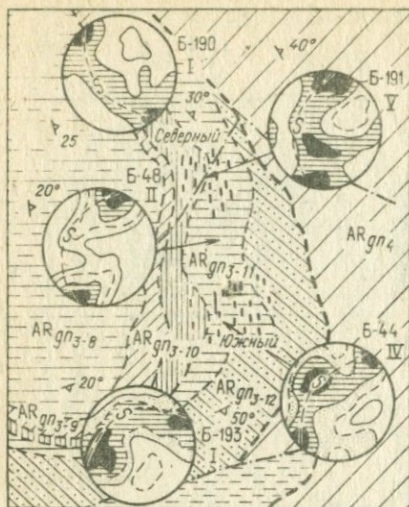


беломорского комплекса [22].

0,25 км/с. I–VII – типы индикатрис  $v_p$ . Б – диаграммы ориентировки линейности микроскладок. Изолинии: 2–4–6–8%. ОП – положение осевой плоскости господствующая кварца. Изолинии: 2–4–6–8%.

характеризуются первым и вторым типами диаграмм и присутствием двух систем микроскладок.

Центральная линейная складка простирается в меридиональном направлении и осложнена также меридиональной синклиналью (рис. 55). Породы, слагающие данную структуру, имеют крутое (50–60°) восточное падение и характеризуются упругой анизотропией, выраженной диаграммами третьего, шестого и седьмого типов. Из них в той или иной



ватость.  $ARgn_{3-12}$  — нижние индексы обозначают: первый — свиты (3 — чупинская и 4 — хеталамбинская), а второй — номер горизонта

степенью с глиноземистыми гнейсами, содержащими пегматиты, связан седьмой тип. Близкие петрофизические черты имеют и породы Северной линейной складки. Важно отметить, что при переходе от линейных складок к брахиформным в породах появляются первый и второй типы индикатрис  $v_p$ .

Примером зоны вторичного рассланцевания, контролирующей размещение слюдоносных пегматитов, является зона, к которой приурочено месторождение Тэдино. В поле развития глиноземистых гнейсов шестого продуктивного горизонта, слагающего широкую антиклинальную складку, выделяются две разновидности этих пород, различающиеся по минеральному составу, текстуре, структуре и степени рассланцевания. Среди них дистен-гранат-биотитовые гнейсы возникли за счет тектонической переработки мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов, что привело к возникновению резкой механической неоднородности пород и способствовало локализации мусковитовых пегматитов. Новообразованные породы характеризуются меньшими величинами  $v_p$  и  $v_s$ ,  $G$ ,  $E$ ,  $K_{сж}$  и большими значениями  $\Pi_{эф}$ ,  $v_p/v_s$ ,  $\mu$  и  $\Delta v_p$ . Различия в свойствах обоих

Рис. 54. Петрофизическая схема участка Малинововаракской брахиантиклинали [22].

1 — кусты пегматитовых жил; 2 — основные и ультраосновные породы; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы; 4–5 — глиноземистые породы; 4 — гранат-биотитовые гнейсы, биотитовые гранито-гнейсы, 5 — дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 6 — гранат-биотитовые гнейсы; 7 — биотитовые гранито-гнейсы, амфибол-биотитовые гнейсы; 8 — гранат-биотитовые, дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 9 — амфибол-биотитовые гнейсы и биотитовые гранито-гнейсы; 10 — гранат-биотитовые и дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 11 — гранат-биотитовые гнейсы; 12 — биотитовые гранито-гнейсы, гранат-биотитовые гнейсы; 13 — гранат-биотитовые и дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 14 — биотитовые гранито-гнейсы и амфибол-биотитовые гнейсы; 15 — гранат-биотитовые и дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 16 — границы между свитами; 17 — границы между горизонтами; 18 — элементы залегания сланцеватости; 19 — разломы; 20 — номера петрофизических диаграмм; 21 — типы петрофизических диаграмм анизотропии упругих волн. Изолинии проведены через 0,25 км/с; S — сланцеватость.

разновидностей гнейсов привело к более интенсивному развитию кристаллизационной сланцеватости в гранат-дистен-биотитовых разностях.

Мелкозернистые гранат-биотитовые гнейсы, вмещающие пегматитовые жилы северо-восточного простирания, обладают упругими индикатрисами пятого типа. На удалении от пегматитовых тел они характеризуются диаграммами первого, второго и третьего типов. В дистен-гранат-биотитовых гнейсах с продольно-секущими жилами фиксируется четвертый тип индикатрис в структурах северо-западного простирания, в вне их — второй.

Выводы. Беломорский архейский комплекс характеризуется высокой неоднородностью разреза по физико-механическим свойствам. Породы чупинской свиты отличаются от образований других свит меньшей упругостью и большей пористостью. В ее разрезе продуктивные горизонты имеют минимальные значения скоростей упругих волн, модули упругости и максимальные — коэффициент Пуассона, упругой анизотропии и эффективной пористости.

В породах беломорского комплекса выявлено семь основных типов индикатрис  $v_p$  с последовательно усложняющейся формой и понижающейся симметрией морфологических элементов. Установлено, что каждому классу складчатых структур присущ вполне определенный набор типов индикатрис. Так, для линейных складок — третий, шестой и седьмой типы, а для брахиантиклиналей — с первого по пятый. В пегматитоносных складчатых структурах, сложенных породами продуктивных горизонтов чупинской свиты, развиты индикатрисы четвертого, пятого и седьмого типов, что связано с широким распространением в их пределах трех систем микроскладок. В зонах вторичного рассланцевания породы с четвертым типом контролировали пегматитовые жилы продольно-секущего типа, а с пятым и седьмым — поперечно-секущего.

#### Холодинское колчеданно-полиметаллическое месторождение

Месторождение относится к стратиформному типу рудных образований в докембрийских толщах СССР. Площадь его сложена в различной

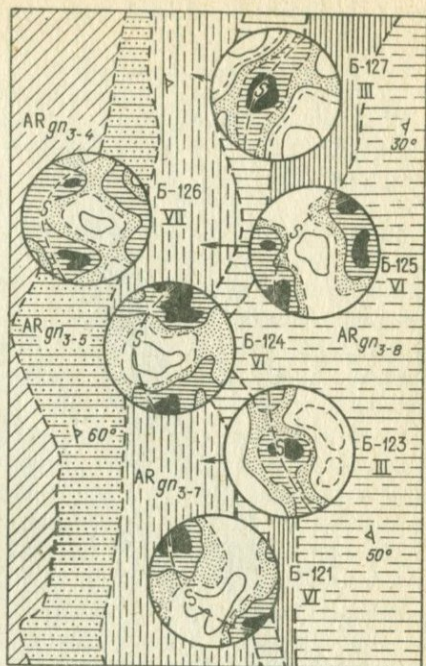
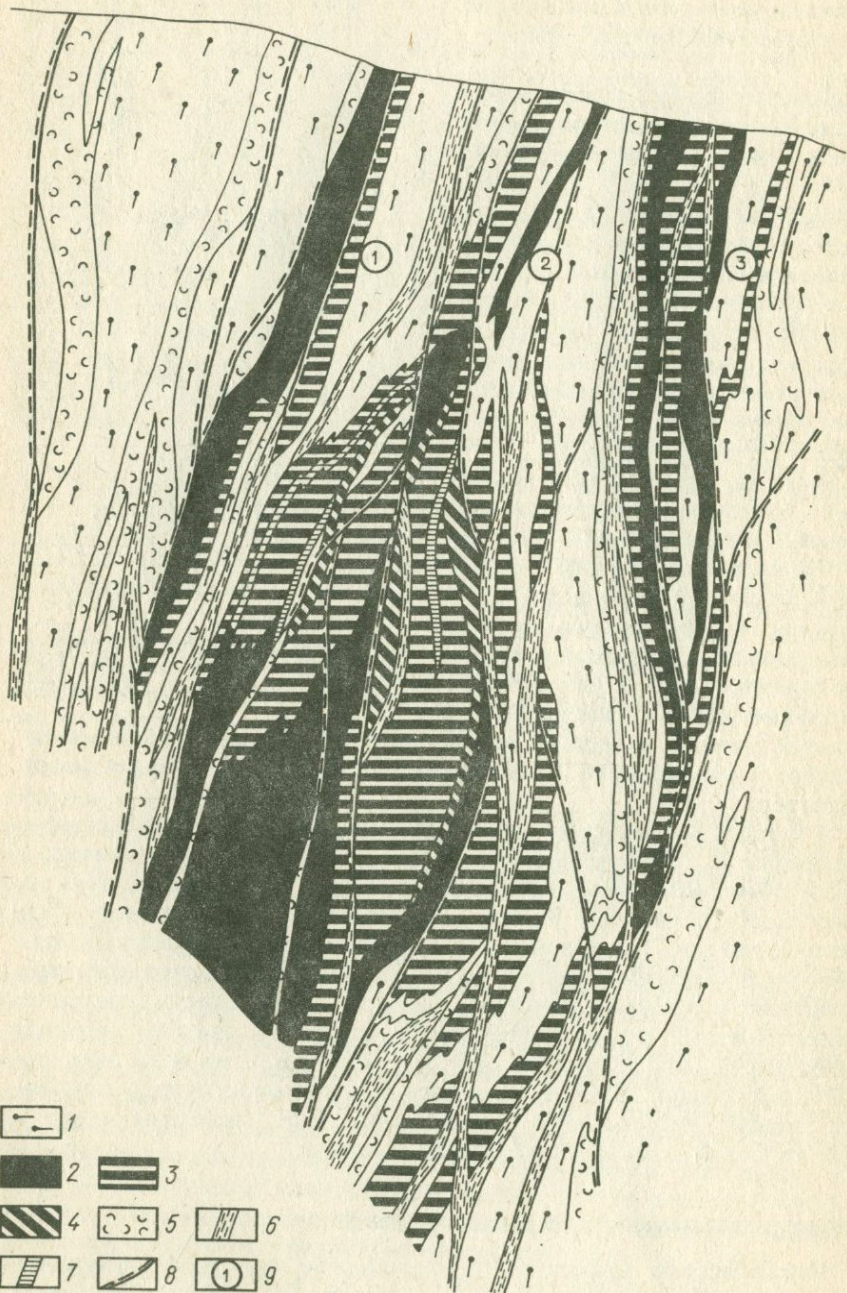


Рис. 55. Петрофизическая схема участка Центральной линейной складки [22] (Условные обозначения см. на рис. 59)



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 56. Геологический разрез (профиль 65) через Холоднинское месторождение [29].

1 – вмещающие черносланцевые породы; 2 – колчеданно-полиметаллические руды; 3 – колчеданные руды; 4 – медноколчеданные руды; 5 – метаинтрузивные и метаморфогенно-метасоматические образования; 6 – кварц-мусковитовые сланцы; 7 – регенерированные полиметаллические руды; 8 – разломы; 9 – номера рудных тел

степени метаморфизованными осадками верхнепротерозойского возраста: углисто-алевро-псаммитовых и углисто-карбонатных пород, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации [29]. Кроме того, на месторождении развиты метаинтрузивные и метаморфогенно-метасоматические породы. Пластовые рудные тела – неотъемлемая часть разреза исследуемой толщи. Характерные черты их строения следующие: приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам, частое переслаивание рудных и безрудных прослоев, значительная протяженность как по простиранию, так и по падению, пластообразная форма, слияние отдельных рудных тел в единую залежь с четко выраженным фациальным выклиниванием ее на верхних гипсометрических уровнях (рис. 56). На месторождении выделено несколько типов руд: колчеданно-свинцово-цинковые, цинково-колчеданные, медноколчеданные, медно-свинцово-цинково-колчеданные, которые тесно взаимодействуют между собой и вмещающими породами. Для руд наиболее характерны слоистые текстуры (грубо-, тонко- и мелкослоистые), составляющие около 50 % объема и располагающиеся в основном на верхних горизонтах залежей. Значительно распространены также сплошные руды массивной, брекчиевидной и пятнистой текстур. Незначительно развиты руды гнездово-прожилковой текстуры.

Исследования физических и механических свойств руд и пород месторождения выявили их четкую дифференциацию. В пределах изученного разреза выделяются две различные пачки (первая и вторая черносланцевой подсветы). Первая, более песчанистая по отношению ко второй, существенно карбонатной, характеризуется повышенной пористостью ( $P_{\text{эф}}$  равна соответственно 0,78 и 0,68 %), большей упругостью ( $\mu$  и  $E$  равны соответственно 0,2 и  $8,5 \cdot 10^4$  МПа; 0,24 и  $7,81 \cdot 10^4$  МПа), более низкими значениями  $K_{\text{пк}}$  (–0,6 и –0,5 соответственно). В пределах пачек горизонты пород обособляются и по физико-механическим свойствам. Породы первого и третьего горизонта второй пачки ( $\mu$  и  $E$  равны соответственно 0,27 и  $7,42 \cdot 10^4$  МПа; 0,28 и  $7,2 \cdot 10^4$  МПа) отличаются пониженными упругими параметрами по сравнению с отложениями верхнего горизонта первой пачки и второго горизонта второй пачки ( $\mu$  и  $E$  равны соответственно 0,2 и  $8,5 \cdot 10^4$  МПа; 0,17 и  $8,81 \cdot 10^4$  МПа) (рис. 57). Контрастные отличия в свойствах пород данных горизонтов подтверждают распределение эффективной пористости по разрезу. Оно выражается в меньших значениях  $P_{\text{эф}}$  по первому и третьему (“безрудным”) горизонтам второй пачки по сравнению с верхним горизонтом первой пачки и вторым горизонтом второй пачки (см. рис. 57). Не менее отчетливо эти горизонты разделяются и по  $K_{\text{пк}}$ . Так, значения этого параметра по верхнему горизонту

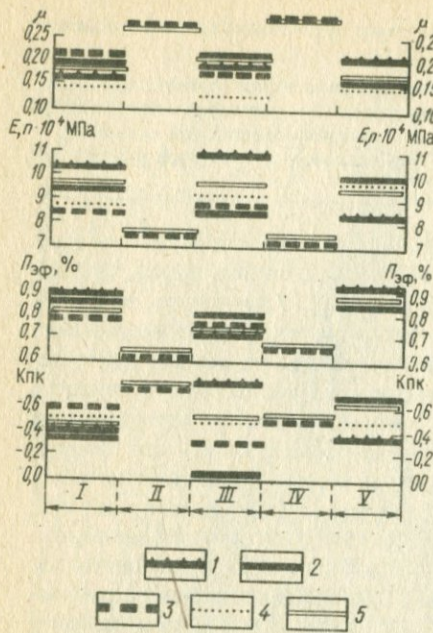


Рис. 57. Средние значения физико-механических свойств пород и руд из горизонтов первой и второй пачек черносланцевой подсвиты [29].

Горизонты: I – верхний горизонт первой пачки; II – первый, III – второй, IV – третий, V – четвертый горизонт второй пачки. Руды: 1 – массивной текстуры, 2 – слоистой текстуры; 3 – кварц-мусковитовые сланцы; 4 – сланцы приконтактовых с рудой зон; 5 – средние значения для всего горизонта

сланцам физико-механическими параметрами, в то время как кварц-мусковитовые сланцы имеют резко аномальные свойства (табл. 9). Пониженная плотность этих сланцев ( $2,75 \text{ г/см}^3$ ), их высокая пористость (1,77%), повышенные значения параметров насыщения ( $A = 0,93\%$ ;  $B = 0,22 \text{ л/ч}$ ), низкие упругие свойства ( $E = 4,71 \cdot 10^4 \text{ МПа}$ ;  $\mu = 0,33$ ) являются, очевидно, причиной частой приуроченности к этим породам переотложенных регенерированных колчеданно-полиметаллических руд переменного состава, сформировавшихся на заключительных стадиях преобразования рудного вещества. В этом случае зоны кварц-мусковитовых сланцев – рудоподводящие (уже при небольших напряжениях в них могут возникать трещины, полости отслоения и т.д.) и рудолокализирующие (повышенная пористость) структуры.

Выделяемые на месторождении руды массивной и слоистой текстур

второй пачки равны соответственно  $-0,60$  и  $-0,30$ , а Кпк по первому и третьему горизонтам второй пачки равны  $-0,78$  –  $-0,52$  (см. рис. 54). Следует обратить внимание на попарное сходство горизонтов (первый и третий горизонты второй пачки и верхний горизонт первой пачки со вторым горизонтом второй пачки) по выделенным петрофизическим параметрам, указывающее на наличие определенной ритмики. Петрофизические характеристики сланцев в непосредственной близости от рудных тел закономерно изменяются. В них по сравнению с обычными существенно изменяется коэффициент Пуассона (до 0,14) и возрастает модуль Юнга ( $9,26 \cdot 10^4 \text{ МПа}$ ). Комплексный петрофизический коэффициент этих сланцев для всех трех рудных тел практически одинаков (от  $-0,50$  до  $-0,53$ ) и его значения являются "переходными" от обычных сланцев к руде (см. рис. 57).

Метаморфогенно-метасоматические образования по физическим свойствам разделяются на две группы: порфиروبластические породы и кварц-мусковитовые сланцы. Порфиروبластические породы характеризуются очень близкими к черным

характеризуются вполне определенными, однако в целом достаточно близкими значениями физико-механических параметров и коэффициента их вариаций, как видно из табл. 9. Большое разнообразие обнаруживается при анализе однотипных текстур руд по рудным телам.

Изучение физических свойств слоистых руд в различных рудных телах выявило их отличия по комплексному петрофизическому коэффициенту. Это выражается в пониженных значениях Кпк третьего ( $-0,37$ ) и первого ( $-0,72$ ) рудных тел и повышенных для слоистых руд второго рудного тела ( $-0,06$ ) (см. рис. 57). Можно предположить, что слоистые руды второго рудного тела, находящегося в центре рудной залежи, претерпели меньшие метаморфические изменения, чем краевых частей (третье и первое рудные тела). Они имеют также несколько пониженные значения эффективной пористости и модуля Юнга и повышенные значения коэффициента Пуассона.

Физические свойства массивных руд, так же как и слоистых, закономерно изменяются в различных телах. Наиболее упругие массивные руды третьего и второго тел, а наименее упругие — руды первого тела. Как и в случае со слоистыми рудами, наблюдается понижение пористости к центру рудной залежи ( $\Pi_{эф}$  для второго тела  $0,72\%$ , для третьего и первого рудных тел —  $0,89$  и  $0,91\%$  соответственно). По комплексному петрофизическому коэффициенту массивные руды второго тела характеризуются пониженными значениями ( $-0,8$ ) по сравнению с аналогичными рудами третьего и первого тела ( $-0,4$  и  $-0,36$ ). Это позволяет предположить, что часть руд массивной текстуры составляют руды, сформировавшиеся на дометаморфическом этапе.

Анализируя данные по физическим свойствам массивных руд в разрезе отдельных рудных тел, следует указать, что с увеличением дифференцированности рудных тел (частое переслаивание различных текстурных типов и безрудных прослоев) увеличивается "разброс" значений физико-механических параметров. Так, более однородные второе и первое рудные тела имеют довольно стабильные физические характеристики в отличие от подобных параметров более дифференцированного (слоистого) третьего рудного тела. Иначе говоря, маломощные рудные пласты менее устойчивы к воздействию тектонических деформаций, чем сложные или значительной мощности залежи. Кроме того, центральные части рудных тел менее дислоцированы, чем периферийные. Особенно наглядно это проявлено на петрофизической "зональности" третьего рудного тела, центральная часть которого характеризуется заметно повышенной упругостью.

В результате анализа распределения значений Кпк в разрезе удалось выделить три крупных ритма, так называемые "рудные" ритмы. Начало и окончание ритмов характеризуются повышенными по отношению к центральным частям значениями Кпк. Амплитуда ритмов в среднем равна 1 (от  $-0,2$  до  $-1,2$ ). Наибольшие и четкие ритмы отмечаются у третьего и второго рудных тел. Ритм первого рудного тела, меньший по мощности и амплитуде, наименее выраженный. Следует отметить, что ритм третьего рудного тела четко обособлен, в то время как ритмы второго и первого рудных тел как бы плавно переходят один в другой, разделяясь значения-

Средние значения петрофизических параметров (числитель) и коэффициенты их

Породы и руды	Число проб	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$P_{эф}$ , %	$A$ , %	$B$ , ч <sup>-1</sup>
Массивные руды	34	3,43	0,78	0,5	0,177
		0,11	0,38	0,45	1,04
Слоистые руды	31	3,25	0,82	0,51	0,198
		0,08	0,24	0,33	1,31
Графит-кварц-слюдистые сланцы	19	2,84	0,74	0,3	0,109
		0,03	0,22	0,32	0,74
Порфиристо-бластические породы	4	2,82	0,72	0,43	0,218
		0,03	0,39	0,65	1,26
Кварц-мусковитовые породы	2	2,75	1,77	0,93	0,22

ми Кпк, близкими к средним величинам по ритмам. Это хорошо согласуется с установленным слиянием второго и первого тел на глубоких горизонтах и может свидетельствовать о близких условиях их формирования в отличие от третьего рудного тела. Следует отметить, что выявленная ритмика характерна именно для осадочных процессов с их дискретно возникающими благоприятными для рудоотложения условиями. Наиболее благоприятные условия были в момент накопления второго и первого рудных тел, о чем свидетельствует спокойный характер ритмов и плавный переход между ними при большой мощности ритма второго рудного тела. Данная ритмика хорошо коррелируется с распределением по разрезу карбонатной составляющей и концентраций органического вещества.

Эволюцию физических свойств вмещающих пород Холоднинского месторождения можно наблюдать при сравнении их с предполагаемыми аналогами слабо, средне и сильно деформированных месторождений Блявинского, Николаевского и Тишинского рудных полей [35]. Следует отметить, что наиболее чувствительные параметры — плотность и комплексный петрофизический коэффициент. По мере усиления степени метаморфических преобразований равномерно возрастает плотность, а Кпк уменьшается до величины примерно  $-0,6$  и далее остается неизменным. Иначе изменяются пористость пород и их упругие параметры. Их изменение можно охарактеризовать как волнообразное и, если плотность и Кпк изменяются однонаправленно, то в данном случае мы имеем дело с обратимостью функций. Так, пористость пород понижается от слабо к среднедеформированным областям (Николаевское рудное поле). Под действием увеличивающегося давления микротрещин закрываются, уменьшаются размеры пор, усложняется их конфигурация и т.д. При усилении процес-

вариации (знаменатель) пород и руд Холоднинского месторождения

Скорость упругих волн, км/с		Модули, $\mu \cdot 10^4$ МПа			$\mu$	$v_p/v_s$	Кпк
$v_p$	$v_s$	$E$	$G$	$K_{сж}$			
5,73	3,55	10,1	4,3	5,45	0,18	1,63	-0,51
0,05	0,09	0,14	0,18	0,2	0,38	0,08	0,89
5,7	3,49	9,42	4	5,23	0,18	1,64	-0,45
0,05	0,09	0,18	0,21	0,23	0,4	0,1	1,1
5,91	3,4	8,1	3,31	5,48	0,23	1,76	-0,59
0,05	0,1	0,17	0,22	0,22	0,38	0,12	0,56
5,88	3,37	8,03	3,2	5,42	0,24	1,74	-0,46
0,02	0,04	0,04	0,06	0,14	0,16	0,05	0,85
5,13	2,55	4,71	1,76	4,87	0,33	2,02	0,69

сов динамометаморфизма (Тишинское рудное поле) сначала преобладает хрупкая деформация, которая приводит к появлению микротрещиноватости, полостей отслоения, т.е. увеличению  $P_{эф}$ , а затем пластическая (Холоднинское месторождение), способствующая резкому уплотнению породы, уменьшению ее пористости и увеличению анизотропии. Аналогичные закономерности наблюдаются и при рассмотрении упругих параметров. Общая тенденция последних — увеличение абсолютных значений с локальным понижением их на этапах преобладания хрупкого вида деформаций (породы средне и сильнодеформированных бластей). Рудные тела весьма деформированных объектов, где ведущими являются процессы пластической деформации, имеют повышенные значения упругих параметров. Следует также указать на часто наблюдаемую в рудных телах зональность физико-механических свойств, которая отражает большую деформированность краевых частей залежей по отношению к центральным. Эта зональность подтверждается и характером изменения по рудным телам коэффициента метаморфогенной анизотропии, и закономерным увеличением его по мощности залежей от их краевых частей (0,8) к центральным (0,9).

Для высокометаморфизованных месторождений устанавливается, что коэффициенты парной корреляции совпадают для пород и руд. Некоторые различия отмечаются только для руд массивной и слоистой текстур. Так, значимые корреляции между эффективной пористостью с плотностью и с Кпк, характерные для массивных руд, отсутствуют в слоистых образованиях. Кроме того, у массивных руд по отношению к слоистым корреляции более значимые, что находится в полном соответствии с тем, что величины последних уменьшаются с воздействием метаморфизма (табл. 10).

Коэффициенты парной корреляции физико-механических свойств руд и сланцев

$\rho$	Пэф	A	B	$\mu$	E	Кпк		
1	0,317 — —			— — -0,675	0,438 0,684 0,555		а б в	$\rho$
	1	0,855 0,733 —				0,454 — —	а б в	Пэф
		1				0,522 0,298 0,527	а б в	A
			1			0,782 0,790 0,825	а б в	B
				1	-0,611 -0,607 —		а б в	$\mu$
					1	-0,395 -0,362 —	а б в	E
						1		Кпк

Примечание. а — для массивных (34 пробы), б — слоистых руд (31 проба), в — графит-кварц-слоистых сланцев (19 проб).

Критические значения коэффициентов корреляции при 5 %-ном уровне значимости равны 0,28, 0,29, 0,389 соответственно для руд массивной и слоистой текстур и графит-кварц-слоистых сланцев.

Коэффициент вариации ( $K_{\text{вар}}$ ) упругих свойств в общем совпадает для пород и руд, но у параметров насыщения и Кпк он возрастает от сланцев через слоистые к массивным рудам. Часть массивных руд является более поздними образованиями. Они в меньшей степени испытали деформационные преобразования, менее снивелированы их физико-механические свойства, характеризуются большей неоднородностью.

Выводы. По петрофизическим свойствам выделяются различные пакки и горизонты в пределах монотонной черносланцевой толщи. Относительно близкие по литологическому составу образования имеют свой, присущий каждому горизонту набор физических характеристик. В пределах исследуемого разреза намечены три крупных ритма, различные по строению. Конфигурация ритмов свидетельствует о достаточно спокой-

ном характере накопления толщи в целом и показывает предпочтительное положение в отношении оруденения середины и верхов второй пачки черносланцевой подсытки.

Выделяются две группы руд массивной текстуры, отличные по физическим константам. Одна группа с повышенной анизотропией упругих свойств и пониженными значениями пористости и  $K_{пк}$  включает руды с реликтовыми массивными текстурами, возникшими при гидротермально-осадочном отложении рудного вещества, а вторая — менее анизотропная, с повышенными значениями  $P_{эф}$  и  $K_{пк}$  соответствует рудам, сформированным при перераспределении первичного рудного вещества на прогрессивном этапе регионального метаморфизма. По физико-механическим параметрам подтверждается обособленность пластовых руд третьего рудного тела от руд второго и первого, в то время как последние имеют довольно близкие значения руднофизических характеристик.

В целом низкие значения параметров насыщения свидетельствуют о неблагоприятности пород исследуемого разреза для метасоматического рудозамещения. В то же время физико-механические свойства кварцмусковитовых сланцев благоприятны для локализации в их пределах регенерированных переотложенных пирротиновых руд со свинцом, цинком и медью. Повышенные значения параметра  $v_p/v_s$  для этих пород показывают, что они подвергались воздействию более высоких всесторонних давлений в пределах тектонических зон. Региональный метаморфизм изменяет фоновые значения физических характеристик, но сохраняет первичные относительные различия пород и руд по этим свойствам. При повышении его интенсивности происходит понижение параметров насыщения и  $K_{пк}$  и возрастание упругих характеристик. В сильно измененных образованиях  $K_{пк}$  остается постоянным, коэффициент вариации сокращается в связи с нивелировкой физических свойств, а корреляционные связи уменьшаются (до исчезновения). В рудных телах наблюдается закономерное "зональное" распределение физических характеристик (в том числе и  $K_{вар}$ ), обусловленное меньшей подверженностью их центральных частей тектоническим деформациям.

Геодинамические и петрофизические условия, существовавшие в различные периоды формирования месторождений и тесно связанные с региональной тектоникой, магматизмом и седиментогенезом, определяли динамику рудного процесса и эволюцию геологических структур. Учет их при изучении конкретных рудных объектов потребовал разработки многих теоретических и практических вопросов. К ним относятся: установление рационального комплекса рудопетрофизических характеристик, восстановление палеотектонических полей напряжения на последовательных этапах развития рудоносных структур, составление карт, схем и разрезов, раскрывающих индивидуальные черты исследуемых объектов, проведение систематики по геодинамическим режимам месторождений полезных ископаемых и разработка методики поисково-разведочного структурно-петрофизического анализа. В настоящей книге с учетом современных представлений геотектоники, экспериментальной петрофизики, физико-химической геомеханики и геологии полезных ископаемых все эти вопросы рассмотрены на примерах рудных объектов, различающихся по геолого-генетическим признакам.

В качестве параметров, позволяющих оценить условия формирования и преобразования пород и руд использованы петроплотностные, фильтрационные и упруго-прочностные свойства, комплексные рудопетрофизические и аномальные петрофизические коэффициенты, температуры Дебая, структурные характеристики и микродеформационные признаки. Действенным методом изучения геодинамических режимов структурообразования и типизации складчатых и разрывных структур может служить ультразвуковой структурный анализ пород и руд. С его помощью определяется индикатриса скоростей (или коэффициентов их анизотропии) упругих волн, форма и абсолютные значения которой являются функцией минерального состава, условий образования и метаморфогенного преобразования пород и руд. Важнейшими параметрами структурно-генетического анализа природных объектов оказались типы анизотропии упругих свойств: напряженного состояния, петроструктурный, петроструктурно-деформационный и хрупко-деформационный. На основе ультразвуковых определений разработаны методические приемы по экспрессной и достаточно объективной оценке пространственной ориентировки главных нормальных осей напряжения на образцах пород и руд.

Исследования по выявлению петрофизических и геодинамических условий формирования и преобразования горных пород и руд способствуют пониманию эволюции рудовмещающих структур. Новым эффективным приемом служит расчет температуры Дебая; с ее помощью различаются фации вулканогенных пород. Гиповулканические и субвулканические комплексы разных составов характеризуются более высокими величинами  $\theta$ , чем соответствующие им эффузивно-экструзивные породы. Гидротермально-метасоматические преобразования приводят к тому, что во внутренних зонах ореолов метасоматоза температуры Дебая минималь-

ны и возрастают по мере приближения к более удаленным внешним зонам. Региональный метаморфизм способствует возрастанию абсолютных значений и понижению вариаций этой величины. До- и интратрудные гидротермально-метасоматические процессы по-разному изменяют первичные свойства пород. В одних случаях отложение нового минерального вещества происходит в трещинно-поровом пространстве, в других — происходит метасоматическое замещение первичных минералов. Проанализированы оба варианта и предложены аналитические выражения для их оценки.

В разрезах полигенных комбинированных залежей физические и механические свойства, закономерно изменяясь, отражают скрытую зональность рудных тел, в связи с чем они могут быть использованы для выявления режима их формирования (цикличность, ритмичность и т.д.). Тектонические режимы метаморфизма приводят не только к образованию складчатых и разрывных структур, но и влияют на миграцию элементов-примесей в рудных минералах. На основе термодинамического анализа механических и химических факторов, контролировавших перемещение вещества при метаморфизме, и данных изучения складчатых структур можно сделать вывод, что в структурно-равновесных системах пространственное распределение как рудных компонентов, так и элементов-примесей в них зависит от палеотектонического поля напряжений, существовавшего в периоды складчатых деформаций. Равновесность определяется двумя приемами — микроструктурным и структурно-петрофизическим. Первый основывается на сопоставлении ориентировок кристаллографических элементов минералов и суммарной индикатрисы  $v_p$ , построенной для данного типа образований. Второй прием заключается в выявлении положения индикатрис скоростей продольных волн для отдельных минералов или минеральных парагенезисов, сопоставлении их между собой и с общей индикатрисой породы или руды.

Ведущие факторы контроля оруденения — геодинамические и петрофизические барьеры рудоотложения. На примерах колчеданных, медно-порфириновых, пегматитовых и других типов месторождений устанавливается, что различные сочетания физико-механических свойств во вмещающих оруденение породах, ориентировки сжимающих и растягивающих усилий и локальные палеотектонические поля напряжений определяют пространственное положение как отдельных залежей, так и месторождений.

Образования любого месторождения связано с массопереносом вещества. Основополагающие работы в этой области исходят из пассивной модели, в которой породы только пропускают сквозь себя подвижные среды, а рудообразование контролируется перепадами давления, температуры и насыщенности флюидов между областями питания и разгрузки. В большей степени соответствует природным процессам активная модель, ее эффективность обусловлена оптимальностью энергетического режима рудообразования, и в условиях которой среда активна одновременно во всех частях. В земной коре области уплотнения и сжатия являются участками аккумуляции и трансформации механической энергии, своеобразными реакторами повышенной геохимической активности и интенсив-

ного массопереноса вещества. Участки растяжения и разуплотнения служат конечными пунктами миграции минеральных компонентов: в них при благоприятных условиях образуются скопления тех или иных полезных ископаемых.

Структурный парагенезис, механизмы деформирования и тектонического течения и геодинамические режимы являются необходимыми понятиями при изучении рудоносных структур. Различные сочетания локальных и региональных геодинамических и структурно-петрофизических условий и, как следствие, механизмов деформирования, существовавших до, во время и после рудообразования, привели к формированию широкого спектра парагенезисов рудовмещающих структур, которые существенно отличаются для различных термодинамических зон земной коры. В конкретных геолого-структурных обстановках определенная смена тектонических режимов (каждому из которых соответствует индивидуальный структурный парагенезис) образует геодинамический цикл. Промышленные концентрации руд возникают на любых этапах и стадиях цикла.

В условиях эпизоны, для которой характерны низкие температуры и давления и слабый региональный метаморфизм, ведущими рудо локализирующими структурами являются приповерхностные трещинные системы, конседиментационные депрессии, поднятия и разломы, континентальные осадочные бассейны артезианского типа, гидравлические брекчиевые зоны и купола. Рудное вещество часто переносилось в разной степени минерализованными подземными водами. Этот процесс полностью координировался внешними динамическими факторами: перепадами гидростатического давления, силами тяжести, сейсмоакустическими, вибромиграционными и другими эффектами.

В мезозоне отмечается исключительная контрастность термодинамических параметров. В основном преобладают низкие и средние температуры и умеренные давления; формируются породы цеолитовой и зеленосланцевой фаций; широко развиты складчато-разрывные структурные парагенезисы. Различаются рудные объекты, расположенные в областях спокойной глыбовой складчатости и приуроченные к линейным зонам смятия. В пределах последних термодинамические параметры изменяются в широких пределах и возникает шовная складчатость. Рудообразование тесно взаимосвязано с развитием складчатости, характеризуется длительностью и моностадийностью и заканчивается после завершения тектоно-магматических процессов. Важно отметить, что на какой бы стадии геодинамического цикла рудная залежь ни образовалась, или в какой бы время она ни попала в мезозону, постоянно будут происходить ремобилизация и переотложение рудного вещества.

Формирование тектоно-метаморфических структур в зонах смятия обычно протекает при закономерной смене палеотектонических режимов от горизонтального и наклонного положения сжимающих и растягивающих усилий на ранних стадиях (механизмы продольного сжатия, сплющивания) до крутоориентированного сжатия и горизонтального растяжения на поздних (механизм поперечного изгиба). На заключительных стадиях

часто отмечается сдвиговой характер перемещения по разломам, что приводит к возникновению складок и флексурных изгибов с наклонными и вертикальными шарнирами. В результате сложного сочетания в пространстве и во времени режимов деформирования образуется пересекающаяся складчатость с анти- и синформными складками.

В катазоне преобладают высокие температуры и давления, развиваются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма и формируются в широких масштабах складки пластического течения. Ремобилизация и перенос рудного вещества осуществляются при помощи пластического течения, диффузии и гидротермального массопереноса. Структурные парагенезисы катазоны включают широкий набор морфологических типов складок (цилиндрических, конических, веерных и т.д.) размером от нескольких миллиметров до первых километров. Характер геодинамических режимов и их последовательная смена в условиях описываемого термодинамического уровня весьма близки к наблюдаемым в зонах смятия мезозоны.

Детальные исследования в рудных районах, полях и месторождениях с гидротермальным типом оруденения, расположенных в областях развития как слабо-, так и сильнометаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов, показали возможность использования для поисков гидротермальных руд структурно-петрофизического анализа в сочетании с другими геолого-геохимическими методами. Комплексный анализ схем изолиний Кпк петрофизических карт и разрезов, схем ориентировок палеотектонических полей напряжений для слабометаморфизованных рудных объектов позволил установить, что минерализация в этих районах приурочена к палеоструктурам, в которых тектонический режим в период рудообразования характеризовался вертикальной ориентировкой сжимающих усилий и пологой — растягивающих. Подобное поле напряжений привело к формированию купольных и штамповых структур, в апикальных частях которых и концентрировалось оруденение.

По палеотектоническому режиму выделяются участки с кольцевыми структурами, к которым приурочены геохимические аномалии и рудные проявления. Зоны рудоконтролирующих разломов фиксируются резкими положительными аномалиями Кпк и петрофизическими группами пород с высокими значениями пористости и низкими плотности. Выделяется особый кольцевой тип петрофизических аномалий, наиболее перспективный на эндогенное оруденение. Он характеризуется тем, что на фоне высокой положительной аномалии Кпк выделяются мелкие локальные рудные аномалии Кпк с пониженными значениями этого параметра. Петрофизические аномалии в 2—5 раз по масштабам превосходят геохимические. Их строение позволяет определить направление падения рудной зоны, ее размеры и уровень эрозионного среза. Наиболее крупные геохимические аномалии располагаются со стороны резкого ограничения петрофизической аномалии.

При проведении поисковых и прогнознометаллогенических исследований в областях, сложенных метаморфизованными вулканогенно-осадочными комплексами, необходимо выделять три типа петрофизико-геохи-

мических зон: вулканогенно-осадочный, вулканогенно- жильно-метасоматический метаморфогенно-гидротермальный.

Первый тип, встречающийся в межвулканических депрессиях (Шубинское месторождение), выполненных ритмично переслаивающимися вулканогенно-осадочными толщами, формировался в обстановке латерального сжатия, представлен протяженными лентами слоистых руд и аналогичных по форме ореолов. Физико-механические свойства пород и руд подчеркивают ритмичное строение рудовмещающих комплексов.

Второй тип приурочен к вулкано-купольным структурам. Рудные тела и геохимические ореолы имеют грибообразную форму. В пористых и порнищаемых породах образовались обширные геохимические ореолы, по периферии последних отмечаются жесткие, упругие литологические разности (месторождение Чекмарь). В период рудообразования сжимающие усилия действовали в вертикальном направлении, а растягивающие — в горизонтальном. Ореолы Cu, Co и Mo развивались в породах с повышенными значениями  $P_{эф}$ , A, Kцк и низкими упругими свойствами.

Третий, метаморфогенно-гидротермальный тип развит в зонах активных тектонических движений. В этих условиях происходили ремобилизация и переотложение рудного вещества, образовавшегося либо осадочным, либо жильно-метасоматическим способом. Особенности новообразованных рудных скоплений: нечеткие контуры, состав элементов, отличающийся в аномалиях и в исходных рудных телах, незакономерное по отношению к первичным залежам положение метаморфических ассоциаций минералов, развитие аномалий в пористых и трещиноватых породах на границах с участками, сложенными прочными и малопористыми образованиями. Подобный тип аномалий и рудных тел широко распространен на Иртышском месторождении.

Структурно-петрофизический анализ практически применим при изучении любого типа месторождений полезных ископаемых. Необходимо только учесть особенности исследуемых объектов, четко сформулировать цели работы и проводить изучение месторождений в комплексе с другими методами. Сформулированные в настоящей книге положения иллюстрируются описаниями месторождений, формировавшихся и (или) претерпевших существенные преобразования в различных термодинамических обстановках земной коры и относящихся к различным генетическим и минеральным типам.

Жильные магнетитовые месторождения Югославии, ассоциирующие с ультраосновными комплексами, сформировались гидротермально-метаморфогенным способом. Это происходило в условиях эпизоны при последовательной смене разноплановых палеотектонических полей напряжения. Также в эпизоне начиналось рудоотложение на колчеданно-полиметаллических месторождениях. Окончательный же облик они приобрели под воздействием динамотермальных процессов мезозоны. Рассмотрена история формирования Кацдагского месторождения, залегающего в юрской сланцевой серии, и Белоусовского, расположенного в Иртышской зоне смятия, связанного с девонским вулканизмом и испытывавшего значительные по масштабам процессы ремобилизации и переотложения рудного

вещества. В катазоне образовались месторождения мусковитовых пегматитов Северной Карелии, приуроченные к метаморфическим породам беломорского архейского комплекса. Пегматитоносные структуры формировались при пластическом течении, перекристаллизации и частичном плавлении пород. В условиях метаморфизма амфиболитовой фации (катазона) были существенно изменены породы и руды первичноосадочного позднепротерозойского Холоднинского полиметаллического месторождения.

## Список литературы

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., Наука, 1981.
2. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.
3. Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породобразующих минералов и горных пород. М., Наука, 1970.
4. Белоусов В.В. Эндеогенные режимы материков. М., Недра, 1978.
5. Богуш И.А., Старостин В.И. Руднофизическая зональность полигенных колчеданных залежей Северного Кавказа. — Геол. рудн. месторожд., 1982, № 1, с. 93 — 99.
6. Вассало Моралес Л.Ф., Старостин В.И., Бородаев Ю.С. Структурно-петрофизический контроль оруденения на серебряно-золотом месторождении Гуанахуато в Мексике. — Геол. рудн. месторожд., 1982, № 2, с. 20 — 29.
7. Гидротермально-метаморфогенное образование магнетитовых месторождений, ассоциирующих с ультраосновными комплексами / Б. Ваканяц, Б. Петрович, Р. Томанец, В.И. Старостин. — В кн.: Тезисы докладов VI симпозиума МАГРМ. Тбилиси, 1982, с. 19 — 20.
8. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975.
9. Грабский М.В. Структурная сверхпластичность металлов. М., Металлургия, 1975.
10. Григорьев А.С., Ионкин В.П. Об образовании и напряженном состоянии складок продольного изгиба большой амплитуды. — Физика Земли, 1975, № 12, с. 26 — 34.
11. Гуценко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений. — Докл. АН СССР, т. 120, № 2, 1973, с. 331 — 335.
12. Дергачев А.Л. Оценка степени динамометаморфизма пород и руд по микродеформациям кварца. — Геол. рудн. месторождений, 1983, № 1, с. 84 — 90.
13. Дергачев А.Л., Старостин В.И. Характеристическая температура Дебая — как индикатор условий образования и преобразования горных пород и руд. — Геол. рудн. месторождений, 1981, № 6, с. 67 — 75.
14. Динамика формирования месторождений полезных ископаемых / В.К. Громов, Е.В. Карус, О.Л. Кузнецов и др. — Докл. АН СССР, т. 256, № 5, 1981, с. 1197 — 1200.
15. 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 эндеогенных месторождений. М., 1973, с. 7 — 25.
16. Жданов В.В. О физической сущности плотности магматических и метаморфических пород и ее геологическое значение. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., 1968, с. 56 — 65.
17. Звягинцев Л.И. Деформации горных пород и эндеогенное рудообразование. М., Наука, 1978, с. 174.
18. Кожевников В.Н., Лазарев Ю.И. Предпочтительная ориентировка амфиболов. — Записки ВМО, ч. 105, вып. 4, 1976, с. 408 — 417.
19. Лапухов А.С. Диффузионный перенос свинца и цинка сквозь водонасыщенные горные породы. — В кн.: Физика и физикохимия рудообразующих процессов. — Новосибирск, 1971, с. 17 — 32.
20. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжения в геологических структурах и его значение в теории рудообразования. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндеогенных месторождений. М., 1973, с. 36 — 40.
21. Лычаков В.А. История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. — Геол. рудн. месторождений, 1980, № 6, с. 60 — 71.
22. Лобанов К.В., Казанский В.И., Старостин В.И. Структурно-петрофизический

контроль мусковитовых пегматитов Чурино-Лоухского района (Северная Карелия). — В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М., 1982, с. 25–73.

23. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л., Наука, 1977.

24. Марфуни А.С. Введение в физику минералов. М., Недра, 1974.

25. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 12, с. 103–115.

26. 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.

27. Паталах Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. — Алмата, Наука, 1981.

28. Перцев Н.В., Коган Б.С. Физико-химическая механика. — В сб.: Физико-химическая механика и лиофильность дисперсных систем. Вып. 13, 1981, с. 53–65.

29. Петрофизические особенности пород и руд Холоднинского месторождения / В.Д. Конкин, В.И. Старостин, О.А. Михайличенко и др. — Геология и геофизика, 1982, № 7, с. 73–80.

30. Продайвода Г.Т. Принципы симметрии в петрофизике. — Геол. журнал, т. 38, № 4, 1978, с. 61–69.

31. Прос З. Изучение анизотропии упругих свойств горных пород при всесторонних давлениях на шаровых образцах. — В кн.: Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев, 1977, с. 56–67.

32. Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинетическая природа прочности твердых тел. М., Наука, 1974.

33. Самсонов А.Я. Особенности структуры и история формирования Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения. — Геол. рудн. месторождений, 1982, № 6, с. 85–93.

34. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982.

35. Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., Недра, 1979.

36. Старостин В.И., Макеева И.Т. Геологические структуры рудных полей и методы их изучения. М., ВИНТИ, т. 10, 1980.

37. Старостин В.И., Дергачев А.Л. Структурно-петрофизический анализ. — В кн.: Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М., 1982, с. 96–111.

38. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. — Л., 1981.

39. Трофимов А.П. Рудоносные вулкано-тектонические структуры и первичные геохимические ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Белообинского синклинория (Рудный Алтай). — Геол. рудн. месторождений, 1981, № 3, с. 41–54.

40. Фатхуллаев Ш.Д. Влияние морфологии и кинематики структур рудных полей на распределение тектонических напряжений и особенности размещения эндогенного оруденения. — В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и опробования месторождений полезных ископаемых. Ташкент, 1976, с. 132–144.

41. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., Недра, 1976.

42. Чичинадзе Л.Л., Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ Кацдагского полиметаллического месторождения Большого Кавказа. — Вест. МГУ. Сер. геология 4, 1982, № 4, с. 26–35.

43. Шафрановский И.И. Динамическая симметрия в кристаллографии, минералогии, петрографии и органическом мире. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 87, вып. 2, 1974, с. 174–184.

44. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978.

45. Carter N.L. Steady state flow of rocks. Rev. Geophys. and Space Physics, 1976, vol. 14, N 3, p. 301–360.

46. *Etude des mecanismes de transport selectif de matiere par effect thermogravitational* (Costesque et al.) *Sci. geol. mem.*, 1979, N 53, p. 87–94.

47. *Hrkovic K.* Mogucnost primene struktumopetrofizickih ispitivanja pri istrazivanju Lerista mineralnih sirovina. Zbornik radova X Jubilani kongres geologa Jugoslavije, knjiga I, Budva, 1982, p. 227–239.

48. *Hrkovic K., Starostin V.I.* Koriscenje petrofirickih metoda pri prospekciiji zicnih pudnih tela na primeru polimetalicnog lezista Zletovo. Zbornik radova 10 geoloskog kongresa u Jugoslavije, Budva, 1982, p. 81–91.

49. *Stephansson O., Ekstroom T., Berlund S.* The relationship between deformation and mineral composition in fold structures. *Geoloska Forengens i Stockolm Forhandlingar*, 1977, vol. 99, p. 198–207.

50. *Tilmann S.E., Bennett H.F.* A sonic method for petrographic analysis. *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 35, p. 8463–8469.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акустическая жесткость 14, 58  
Анализ  
– корреляционный 130  
– структурно-петрофизический 4, 123, 142  
– ультразвуковой структурный 26  
Анизотропия  
– напряженного состояния 29  
– петроструктурная 30  
– петроструктурно-деформационная 30  
– упругая 33, 42  
– хрупко-деформационная 31  
Аномалии петрофизико-геохимические  
– вулканогенно-осадочные 125  
– вулканогенно-жильно-метасоматические 125  
– гидротермально-метаморфогенные 125  
Барьеры рудоотложения  
– геодинамические 4, 77  
– структурно-петрофизические 4, 77  
Геомеханика физико-химическая 89  
Дендрограф 87, 107, 113, 121  
Депрессия 93, 129  
Деформация  
– пластическая 12  
– полистадийная 73  
– продольного сжатия 65  
Диаграмма  
– коэффициентов анизотропии 44, 138  
– скоростей продольных волн 36, 182  
– трещиноватости 44  
Динамика  
– насыщения 8  
– формирования месторождений 83  
Зона смятия 124  
Зональность руднофизическая 57  
Индикатриса  
– коэффициентов анизотропии 37, 45  
– скоростей упругих волн 29, 34, 38, 182  
Коэффициенты  
– анизотропии 37  
– комплексные петрофизические 20, 64  
– аномальные петрофизические 20, 64  
– парной корреляции 192  
– Пуассона 14, 21  
Купола  
– вулканические 131  
– гидравлические 95  
– кварц-баритовые 95  
Ламелли деформационные 41  
Линейность 169  
Методы палеотектонических реконструкций  
– микроструктурный 41  
– петрофизический 42  
– тектонофизический 39  
Месторождения  
– Ащевутакское 50  
– Белоусовское 103, 165  
– Бескесское 57  
– Блейда 94  
– Блява 50, 61  
– Бор 103  
– Быковское 57  
– Власенчихинское 57  
– Габриэлевское 52  
– Греховское 103, 135  
– Гуанахуата 103, 115  
– Гуслияковское 50  
– Даутское 61  
– Зимовник 145  
– Злетово 103, 110  
– Индурупилли 98  
– Иртышское 17, 103, 136  
– Карельское 182  
– Кацдагское 155  
– Малеевское 95  
– Малиноваракское 181  
– Николаевское 49  
– Оутокумпу 37  
– Парандовское 52  
– Риддер-Сокольное 38, 95  
– Скалистое 61  
– Старковское 52  
– Стрежанское 50  
– Тишинское 38, 50  
– Тэдинское 182  
– Увамуки 52  
– Уошита 94  
– Урупское 57  
– Учнотаи 81  
– Холоднинское 185  
– Худесское 57  
– Чаве 153  
– Чекмарь 50, 62, 103, 131  
– Шайяк 94  
– Шубинское 50, 103, 128  
Механизмы  
– деформирования 89  
– тектонического течения 91  
Модуль  
– объемного сжатия 14  
– сдвига 14, 21  
– Юнга 14, 21  
Образцы ориентированные 142

- Ореолы геохимические 62
- Параметры насыщения 9
- Пластичность 10
- Плотность
  - горных пород и руд 7
  - минералов 6
  - химических элементов 5
- Поля напряжений палеотектонические 39, 64
- Пористость
  - открытая 9
  - экспоненциальная 9
  - эффективная 8
- Постоянная насыщения 9
- Проницаемость 9
- Прочность 10, 21
- Пункты структурно-петрофизических наблюдений 106
- Равновесность структурная 73
- Разуплотнение
  - петрохимическое 7
  - руднопетрофизическое 8
- Распределение
  - логнормальное 18
  - нормальное 17
- Режим геодинамический
  - растяжения 91
  - сжатия 92
- Руднопетрофизические и петрофизические
  - группы 86, 162
  - комплексы 86
  - ряды 86
- Рудообразование
  - вулканогенно-осадочное 139
  - гидротермально-метасоматическое 139
- Руды
  - метаморфические 140, 174
  - слабометаморфизованные 58, 66
  - средне- и сильнометаморфизованные 139, 174
- Сверхпластичность 12
- Свойства
  - петроплотностные 5
  - упруго-прочностные 10
  - фильтрационно-пористостные 8
- Симметрия петрофизическая 24
- Складки
  - антиформные 168
  - продольного изгиба 67
- Скорости упругих волн
  - поперечных 14, 179
  - продольных 14, 179
- Способы определения упругой анизотропии
  - геометрических форм 32
  - плоскопараллельной пластинки 33
  - сферических сегментов 32
  - шара 32
- Структурные парагенезисы
  - катазоны 99
  - мезозоны 96
  - эпизоны 93
- Структурно-петрофизический метод поисков 103
- Схемы
  - петрофизические 185
  - петрофизико-геохимические 108
- Твердость 10
- Тектониты 25
- Тектонофации 93, 136
- Температура Дебая 46
- Тензоры 13
- Трещины
  - отрыва 39
  - скола 39
  - сопряженные 39, 44
- Упругость 10, 13
- Условно-мгновенное насыщение 9
- Эволюция физико-механических свойств 54
- Этапы формирования структур
  - антиформных складок 170
  - вулканические 130
  - изоклиальной складчатости 170
  - позднескладчатые 157, 164
  - постскладчатые 164, 170
  - раннескладчатые 157, 164
  - синвулканические 130, 170
- Эффективный радиус пор 9

## Оглавление

Введение . . . . .	3
Руднопетрофизические характеристики . . . . .	5
Ультразвуковой структурный анализ пород и руд (УСАПИР). . . . .	26
Палеотектонические поля напряжений . . . . .	39 40
Петрофизические и геодинамические условия образования и преобразования горных пород и руд . . . . .	46
Геодинамическая типизация рудных полей и месторождений . . . . .	83
Структурно-петрофизический метод поисков . . . . .	103
Структурно-петрофизический анализ месторождений (СПАМ) . . . . .	142
Заключение . . . . .	194
Список литературы . . . . .	200
Предметный указатель . . . . .	203

**ВИКТОР ИВАНОВИЧ СТАРОСТИН**

**ГЕОДИНАМИКА И ПЕТРОФИЗИКА РУДНЫХ  
ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Редактор издательства Л.С. Цаплина  
Переплет художника К.В. Голикова  
Художественный редактор Е.Л. Юрковская  
Технический редактор Л.С. Гладкова  
Корректор Р.Я. Ускова  
Оператор Н.Я. Новикова

**ИБ № 5331**

---

Подписано в печать 06.09.83. Т-18452. Формат 60x90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 2.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать  
офсетная. Усл. печ. л. 13,0. Усл. кр.-отг. 13,25. Уч.-изд. л. 14,65. Тираж 540 экз.  
Заказ 684 /9104-4. Цена 2 р. 30 к.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяков-  
ский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

**ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!**

**В издательстве "Недра" готовятся  
к печати новые книги**

**БУРМИН Ю.А.** Геология металлоносных кор выветривания.  
1984. 20 л. 1 р. 40 к.

Рассмотрены геология и геохимия элювиальных россыпей и остаточных месторождений, их вещественный состав, условия формирования и распространения. Показана роль элювиальных россыпей и остаточных месторождений в мировом балансе запасов и добыче черных, цветных, редких, малых и благородных металлов, алмазов, полудрагоценных камней и дан обзор минерально-сырьевой базы континентов. Типы месторождений кор выветривания классифицированы по ведущим рудным минералам, даны характеристики каждого типа. Материалом для книги послужили исследования металлоносных кор выветривания в различных регионах СССР (Урал, Казахстан, Сибирь, Русская платформа и др.).

**НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ** полезные ископаемые СССР: Справочное пособие. / Под ред. В.П. Петрова. 1984. 40 л. 2 р. 50 к.

Обобщены сведения об основных закономерностях распространения и локализации неметаллических полезных ископаемых в осадочных, магматогенных и метаморфических образованиях СССР и его регионов, их классификации и специализации. Охарактеризованы основные промышленные виды неметаллических полезных ископаемых, особенности их минерального состава и физико-химических свойств, генетические и промышленные типы по провинциям и районам. Приведен геолого-экономический анализ состояния сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых СССР, проанализирована их роль в научно-техническом прогрессе страны.

Для специалистов, занимающихся геологией и промышленным использованием нерудных полезных ископаемых.

**ПРИНЦИПЫ** прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых / Под ред. В.Т. Покалова. — 2-е изд., перераб. и доп. 1984. 40 л. 2 р. 70 к.

Рассмотрены принципы и методические приемы регионально-го и локального прогнозирования различных видов минерального сырья, принципы рудноформационного анализа, критерии прогноза и оценки месторождений. По сравнению с первым изданием (1977 г.), где проанализированы месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора, слюды, железа, хромитов, бокситов и комплексных месторождений формации карбонатитов, второе издание дополнено сведениями о медных, свинцово-цинковых, никелевых и некоторых других видах минерального сырья. Основное внимание уделено методике составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной прогнозной оценке различных типов месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

**САРКИСЯН С.Ш., СВЯТЛОВСКИЙ А.Е., БРЫЗГАЛИНА С.П.**  
Геологические основы вулканогенного рудообразования. 1984. 20 л. 3 р. 40 к.

Рассмотрены роль вулканизма в формировании и развитии земной коры, основные черты развития вулканизма во времени и в пространстве. Охарактеризованы породы, измененные под воздействием вулканических процессов, наиболее характерные вулканогенные месторождения рудных (сурьма, ртуть, олово, медь, цинк, свинец, золото и др.) и нерудных (бор, фосфориты, сера, давсонит и др.) полезных ископаемых и дана их классификация, выделены региональные и окологорудные типы изменений. Разработаны модели процессов формирования полезных ископаемых, приемы минерагенического картирования и принципы прогноза вулканогенных месторождений, изложены вопросы эволюции рудообразования и закономерности размещения полезных ископаемых, выделены главные типы минерагенических зон, основные поисковые и оценочные критерии.

Для геологов научно-исследовательских и производственных организаций.

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

№ 17 — 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство "Недра"

4140

$\frac{103}{2}$

НЕДРА