

**Д. В. РУНДКВИСТ
И. А. НЕЖЕНСКИЙ**

**Зональность
эндогенных
рудных
месторождений**

Д. В. РУНДКВИСТ
И. А. НЕЖЕНСКИЙ

553.26

1389

*Зональность
эндогенных
рудных
месторождений*



ЛЕНИНГРАД · «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ · 1975



Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1975. 224 с.

В книге охарактеризована зональность оруденения эндогенных месторождений, различных по ассоциациям рудных элементов: Cr, Pt; Ti, Fe, V, Cu; Fe, Mn, Zn, Pb; Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Au; Sn, Cu, Zn, Pb, Sb, Hg; W, Au, Ag; Mo, Au, As, Zn, Pb; U, Mo; Ti, Zr, Nb, Ta, TR и др. В качестве главных выделены три характеристики зональности: ряды зональности с упорядоченным расположением рудных элементов, их пространственная ориентировка и направленность развития во времени. Рассмотрены особенности зональности согласных (стратиформных), секущих (жильных, штокверковых, трубообразных и др.) и контактовых месторождений.

Приведены ряды зональности для типовых месторождений каждой группы и сводные ряды для родственных групп месторождений. Показана возможность использования зонального строения для описания структур и выделения рудных формаций, а также при перспективной оценке, поисках и разведке месторождений.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением эндогенных рудных месторождений.

Табл. 6, ил. 26, список лит. 248 назв.

«Зональность рудных месторождений определяется как один из типов регулярного узора в распределении элементов и минералов, обусловленного закономерным изменением минералогического и химического состава руд в пространстве».

Я. Кутина, Ч. Ф. Парк, В. И. Смирнов

В учении о месторождениях полезных ископаемых зональность оруденения всегда оставалась одной из центральных научных проблем. Внимание к изучению зональности месторождений определялось в первую очередь ее важнейшим практическим значением — возможностью использования при поисках, разведке и оценке месторождений полезных ископаемых, а также для познания генезиса и выявления общих закономерностей формирования и размещения оруденения.

В последние годы в связи с развитием концепции об уровнях организации вещества [28, 63] изучение зональности приобрело новый смысл. Зональность — закономерное упорядоченное (регулярное) размещение в пространстве слагающих месторождение пород, руд, минералов, химических элементов — стала рассматриваться как важнейшая характеристика структуры формации (аналогично понятию «структура минерала») и широко использоваться при выделении и систематике формаций.

Полная характеристика состава и строения любого геологического тела с позиции концепции об уровнях организации вещества предполагает рассмотрение закономерностей размещения слагающих его «элементов» различных иерархических уровней: химических элементов (I), минералов (II), минеральных парагенезисов (III), формаций (IV) и т. д.

В табл. 1 указаны различные характеристики состава месторождения, определяющие многообразие возможных аспектов структурно-вещественного изучения (1—6). Системное «иерархическое» описание месторождения предполагает его характеристику по схеме 3—5—6 (табл. 1). Зональность месторождения может быть рассмотрена на «уровне» химического элемента, минерала или минерального парагенезиса (1, 4, 6). При этом вследствие способности химического элемента входить в состав различных минералов, а одного минерала участвовать в составе различных

пород и руд зональность месторождения, выявляемая по распределению химических элементов (1), минералов (4) и пород, руд (6), не идентична, а отражает различные характеристики упорядоченного размещения слагающих месторождение элементов.

Таблица 1

Полная группа характеристик, определяющих зональность месторождения

Объекты изучения	Уровни организации вещества		
	Формация	Минеральный парагенезис (порода, руда)	Минерал
Химические элементы	1 Закономерности размещения химических элементов в месторождении (рудной формации)	2 Закономерности размещения химических элементов в минеральных парагенезисах месторождения	3 Закономерности размещения химических элементов в минералах месторождения ($M = \text{Э} \cdot S$)
Минералы	4 Закономерности размещения минералов в формации	5 Закономерности размещения минералов в минеральных парагенезисах ($P = M \cdot S$)	
Минеральные парагенезисы	6 Закономерности размещения парагенезисов в формации ($\Phi = P \cdot S$)		

Примечание. Э — химический элемент, М — минерал, П — парагенезис минералов (порода, руда), Ф — геологическая формация, S — структура.

Из отмеченных трех различных аспектов изучения зональности месторождений (1, 4, 6) в настоящей работе обсуждается только один — закономерности упорядоченного расположения рудных элементов в различных типах эндогенных месторождений (в табл. 1 выделено полужирным шрифтом).

На основании ранее проведенных исследований авторы пришли к выводу о том, что подобная геохимическая по своей сущности зональность оруденения отражает основные особенности строения месторождений, позволяет установить родство месторожде-

ний, выявить устойчиво сохраняющиеся в различных масштабах (рудные зоны, районы, месторождения, тела) общие закономерности распределения ассоциаций рудных элементов в земной коре. Вместе с тем подход к анализу зональности по ведущим рудным элементам традиционен. Именно этот аспект привлек в первую очередь внимание исследователей [183, 224, 234, 244].

В процессе проведения исследований авторы предприняли попытку установить основные закономерности упорядоченного расположения рудных элементов и их ассоциаций в эндогенных месторождениях различных типов, связанных с магматическими и метасоматическими породами разного состава и глубины становления, рассмотреть взаимосвязи месторождений, обладающих сходными чертами зональности, проанализировать главные ряды упорядоченного расположения рудных элементов и их ассоциаций и на этой основе сформулировать наиболее общие закономерности зонального распределения рудных элементов и их ассоциаций в разных типах эндогенных месторождений.

При характеристике зональности оруденения отдельных групп месторождений за основу принято их деление по ассоциациям рудных элементов с учетом парагенезисов жильных нерудных минералов и метасоматических пород (грейзеновые, скарновые, аргиллизитовые, турмалин-хлоритовые и др.).

Проведенное исследование базировалось на анализе многочисленных опубликованных данных по зональности оруденения как отечественных, так и зарубежных месторождений полезных ископаемых по состоянию на начало 1974 г. (учтены данные более чем по 500 месторождениям), а также на материалах личных наблюдений по месторождениям различных регионов.

При подборе литературы, а также при составлении отдельных разделов авторы консультировались с товарищами по работе: В. И. Бергером, В. И. Васильевым, Л. И. Гурской, В. К. Денисенко, А. А. Ивановой, С. Н. Калабашкиным, А. Н. Кеном, Э. И. Кутыревым, И. В. Ляхницкой, С. В. Москалевой, М. П. Орловой, Е. В. Плущевым, В. Е. Поповым, Ю. П. Рождественским, М. Я. Соминой, С. В. Щербаковой. В различные годы авторы имели возможность обсудить отдельные затрагиваемые в работе вопросы зональности руд, гидротермальных пород, их генезиса, симметрии зональности с профессорами Д. П. Григорьевым, М. И. Ицксонем, И. Г. Магакьяном, Н. И. Наковником, В. Д. Никитиным, И. И. Шафрановским. Авторы учли также многие ценные замечания чл.-кор. АН СССР П. М. Татарина, любезно ознакомившегося с текстом настоящей рукописи. Всем перечисленным лицам авторы выражают свою искреннюю признательность.

Авторы считают своим долгом выразить особую благодарность И. Г. Павловой, оказавшей помощь при составлении ряда разделов и выполнившей большую работу по редактированию всего текста рукописи.

История изучения зональности оруденения неотделима от истории познания месторождений — установления закономерностей строения и поисковых признаков руд, а также природы процессов их формирования. Интерес к исследованию зональности как важнейшей характеристики строения месторождений возрастал параллельно с общим развитием горного дела и геологической науки в целом. В самых первых сводках по геологии и рудному делу Г. Агриколы, М. В. Ломоносова при рассмотрении признаков, указывающих на залегание руд на глубине, приводятся уже некоторые данные по зональности рудных жил. Так, обнаружение темного или черного кварца в верхней части жил рассматривалось как хороший признак, а «известковый шпат, обнаруженный в жиле и исчезающий несколько ниже, не является благоприятным указанием. . .» [1, с. 113].

М. В. Ломоносов в разделе «Надежда от жильных материй» писал: «Висмут называют горные люди крышкою руд, и что указывает часто дорогу к серебряным, золотым и оловянным рудам. . . Желтый мышьяк («аурипигмент» — *Д. Р.*) почитают за признак близлежащего золота. . .» [111, с. 159].

Основы современных представлений о зональности оруденения — закономерном упорядоченном расположении рудных элементов в месторождениях полезных ископаемых — были заложены в двадцатые-тридцатые годы нашего столетия работами Дж. Сперра [183, 244] и В. Эммонса [224, 234]. В работе Дж. Сперра [183] было намечено «три главных ряда нисходящей зональности рудных месторождений», обусловленных падением температуры при кристаллизации основных магм $Cr \rightarrow Ni \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag$, кислых $Sn \rightarrow W \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag$ и промежуточных $Au \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag$. В публикациях В. Эммонса была предпринята попытка «реконструировать» «идеальную жильную систему» от кровли батолита до поверхности.

В итоге В. Эммонсом было намечено 16 зон: безрудная → Sn → W → As → Bi → Au → Cu → Zn → Pb → Ag → безрудная → Ag → Au → Sb → Hg → безрудная.

В этот же период в трудах В. И. Вернадского [29] сделаны первые обобщения, подытожившие общие особенности поведения и распределения минералов и химических элементов в земной коре. А. Е. Ферсманом намечена типовая последовательность развития рудных элементов во времени: Li, Mo, Sn, W, Bi → W, As, Au, Fe, Zn → Cu, Zn, Pb, As, Sb → Pb, As, Au, Co, Ni → Sb, As, Ag [206]. Вся последующая почти полувековая история развития «теории зональности» — это последовательное перемещение центра тяжести в исследованиях от эмпирического обобщения фактов к развитию генетических представлений о природе зональности.

Критика представлений Дж. Сперра и батолитовой температурной концепции В. Эммонса сосредоточилась главным образом на проблемах генезиса. В итоге такие генетические вопросы, как природа растворов, связь их с магматизмом, роль фактора времени, значение пульсации гидротерм для процессов формирования месторождений, влияние вмещающих пород на осаждение металлов, стали главными, определившими основное направление в развитии последующих представлений о зональности. Высказанные в ходе этой дискуссии возражения, касающиеся фактического несоответствия наблюдаемых на различных месторождениях случаев зональному ряду В. Эммонса, сводятся к нескольким примерам, ссылки на которые переходят из одного учебного руководства в другое. Эти примеры следующие:

1) несоответствие со схемой зональности В. Эммонса зональности оловорудных месторождений Боливии (Чикойя, Потози), где олово — элемент самых верхних зон;

2) развитие вольфрамового оруденения в близповерхностных зонах во многих эпitherмальных месторождениях и даже в современных горячих источниках (Унция);

3) широкое распространение свинца и цинка в крупнейших полиметаллических месторождениях мира (Сулливан, Брокен-Хил) в ассоциации с высокотемпературными минералами глубоких зон;

4) неонтрастность зональности для близповерхностных низкотемпературных месторождений;

5) отсутствие каких-либо следов зональности в ряде высокотемпературных золоторудных месторождений (Материнская жила, Колар и др.), несмотря на протяженность и изученность состава жил более чем на 1000 м;

6) проявление в ряде случаев не прямой, указанной В. Эммонсом, а обратной зональности с появлением на глубине низкотемпературной минерализации.

Эти и другие случаи «отклонений» зональности месторождений от намеченной В. Эммонсом схемы позволили А. М. Бетману

[24] прийти к заключению о том, что «существует, однако, так много случаев обратной * зональности, которым нельзя найти подходящего объяснения, что возникает сомнение, является ли зональное расположение чем-то большим, чем идеальным предположением» [24, с. 355].

Развитие генетических исследований в 40—60-х годах направило дискуссию о зональности в русло выявления различных факторов, влияющих на распределение минерализации в пространстве.

С. С. Смирнов [181] в качестве важнейшего фактора, определяющего зональность, помимо различной «специализации» интрузий указал на значение фактора времени и пульсационный характер минералообразования. Приоткрывание трещин снизу вверх, от центра к периферии или в противоположном направлении, как было позднее показано работами Ф. И. Вольфсона, А. В. Королева, В. А. Невского [37, 92] и других, определяет развитие прямой или обратной, центробежной или центростремительной зональности.

Затем в обобщающей работе Р. Т. и В. И. Уолкерс [245] была предпринята попытка учесть при построении схем зональности одновременное проявление двух факторов: дифференциации рудных элементов в пространстве и во времени. В итоге приводятся два ряда зональности: пространственный и временной. Пространственный — с последовательностью минералов рудных элементов Fe, Sn, W → Fe, Cu, Mo → Fe, Pb, Zn → Pb, Au, As → Fe (карбонаты); временной — Fe → Cu → Zn → Pb → Ag → Au.

Влияние физико-химических факторов: особенностей состава растворов, их эволюции по мере взаимодействия с вмещающими породами — подчеркнул Ю. А. Билибин [17]. В противовес температурной зональности В. Эммонса и пульсационной С. С. Смирнова Ю. А. Билибин акцентировал внимание на «зональности отложения» как функции «физико-химических особенностей отложения различных минералов из одного и того же рудоносного раствора» [17, с. 86]. Развитие физико-химического направления в анализе зональности можно видеть в работах А. Г. Бетехтина, Д. С. Коржинского, Н. И. Наковника, С. Н. Набоко, А. А. Беуса, В. А. Жарикова, А. А. Маракушева и многих других. Выявлено важное значение изменений щелочности — кислотности, окислительно-восстановительного потенциала и режима серы в растворах в процессе их просачивания и взаимодействия с окружающими породами. Ряд осаждения рудных элементов в процессе щелочно-кислотной эволюции упрощенно оказалось возможным выразить через электроотрицательность ионов [89, 90, 116].

Проведенный в Праге в 1963 г. международный симпозиум по генезису рудных жил, посвященный проблемам зональности

* «Обратной» здесь по контексту — «не соответствующей отмеченной В. Эммонсом».

оруденения, привел к дальнейшему утверждению вместо батолитовой температурной концепции зональности В. Эммонса представлений о «полиасцендентном», пульсационном формировании большинства месторождений, о сложной физико-химической природе процессов рудообразования, о существенном влиянии на распределение оруденения различных внешних (среды) и внутренних (источников, состава растворов, pT -параметров) факторов. Установление многообразия факторов, влияющих на зональность оруденения, наряду с важным значением их для познания природы процессов эндогенного минералообразования способствовало распространению представлений о том, что зональность — это следствие прихотливого стечения обстоятельств (развития трещин, влияния местных неоднородностей состава, физических свойств пород и т. д.) и утверждению мнения о том, что зональность в связи с этим может быть самой различной даже в сходных месторождениях одного типа: центробежной или центростремительной, прямой или обратной, контрастной или расплывчатой.

Под влиянием представлений об индивидуальном характере зональности каждого месторождения стали отходить на второй план ранее сделанные важные эмпирические обобщения Дж. Сперра и В. Эммонса.

Новый этап в изучении зональности начинается в 60—70-х годах. Широкое развитие металлогенических и формационных исследований обусловило необходимость использовать при выделении рудных формаций наряду с вещественным составом их зональность как важнейшую характеристику пространственно-временных соотношений слагающих их минеральных парагенезисов, минералов, элементов.

Существенный вклад в изучение зональности рудных месторождений, по мнению авторов, был сделан А. Н. Кеном и В. И. Васильевым [82, 83, 84]. Применяв метод палеорекострукций на период рудообразования, эти авторы показали, что зональность обширной группы колчеданных месторождений, описывавшаяся ранее для одних месторождений как прямая, для других как обратная, относимая к зональности пульсационной или отложения, обладает единой упорядоченностью концентраций рудных элементов вкост первичного напластования пород в последовательности $Fe \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag \rightarrow Au$.

Работы по зональности редкометалльных пегматитов и карбонатитов А. И. Гинзбурга, редкометалльных апогранитов А. А. Буса, рудоносных грейзенов Г. Н. Щербы, золоторудных месторождений Д. А. Тимофеевского, Н. В. Петровской, Н. И. Бородаевского, сульфидно-касситеритовых месторождений Б. Л. Флорова, Д. О. Онтоева, И. Н. Кигая, а также работы по месторождениям других типов позволяют прийти к выводу о том, что вне зависимости от генезиса и влияния многих факторов на локализацию руд, основные черты зональности сохраняются в каждом типе.

К выводу об устойчивости проявления зональности оруденения вне зависимости от многих индивидуальных особенностей формирования конкретных месторождений пришли и авторы настоящей работы при сравнении зональности грейзеновых месторождений различных районов. В результате обобщения были установлены, в частности, два устойчивых ряда зональности и последовательности проявления оруденения: один для оловянно-вольфрамовых, другой для вольфрамово-молибденовых месторождений, представляющих собой как бы две различные «репродукции» с общего ряда зональности руд В. Эммонса. В целом это позволило авторам прийти к выводу, близкому к сформулированному Ч. Парком и Р. Мак-Дормидом [149, с. 195]: «Никаким в отдельности взятым примером месторождения нельзя охватить все перечисленные группы минералов, но предложенная В. Эммонсом реконструкция жильной системы в направлении от поверхности на глубину, несомненно, имеет большое значение для изучения и понимания явлений зональности».

Исследования по изучению различных рудных формаций, проведенные в последние годы во ВСЕГЕИ В. И. Бергером, В. К. Денисенко, Э. И. Кутыревым, И. Г. Павловой, Ю. П. Рожественским и другими и суммированные в ряде опубликованных работ [146, 159], позволили выявить устойчиво сохраняющуюся зональность размещения руд в медных и свинцово-цинковых, золото-серебряных, сурьмяно-ртутных, вольфрамовых, молибденово-медных месторождениях различных генетических типов.

Несмотря на влияние множества факторов на формирование зональности, во всех однотипных месторождениях, как правило, отчетливо проявляется единая тенденция к закономерному, «упорядоченному», распределению рудных элементов в пространстве и закономерная ориентировка векторов максимальной изменчивости оруденения по отношению к первичному напластованию пород, или к поверхности контакта или расслоения материнской интрузии, или к зоне тектонических нарушений и т. п. В связи с этим представляет интерес с новых позиций суммировать материал по зональности оруденения различных типов месторождений, попытаться установить для них характерные ряды зональности, рассмотреть зональность как одну из важнейших черт месторождений и наметить пути использования установленных закономерностей при поисках и разведке месторождений.

Главные характеристики зональности

Зональность — закономерное взаимное расположение пород, руд, минералов, химических элементов — проявлена в каждом месторождении. При сравнительном изучении зональности месторождений разных типов возникает необходимость выделить из большого числа характеристик зональности главные, устойчиво сохраняющиеся во всех месторождениях данного типа, и второстепенные, отражающие индивидуальные особенности конкретных месторождений.

Рассматривая направленное изменение главных характеристик объектов разных уровней организации: химических элементов — минералов — минеральных парагенезисов (пород, руд) — формаций, можно прийти к выводу о том, что условие равенства, определяющее отнесение объектов к одному виду, все более расширяется (становится менее жестким) по мере возрастания их сложности. Так, для отнесения минералов к одному виду необходимо, как известно, сходство их состава и кристаллической структуры с учетом параметров a , b , c и углов α , β , γ . Для отнесения минеральных образований более сложного строения — пород, руд — к одной формации такие параметры, как размеры зон с различной минерализацией, соотношение мощностей внешних и внутренних зон, их морфология, не имеют определяющего значения. Эти характеристики рассматриваются как индивидуальные. Например, измеряемый сантиметрами прожилок скарнированных пород и мощная (сотни метров и более) зона скарнирования, сходные по упорядоченному расположению слагающих их парагенезисов, относятся к одному виду минеральных образований — к скарнам. Точно так же, несмотря на резкое различие в масштабах проявления, к одному виду относятся маломощный пегматитовый прожилок и гигантская пегматитовая жила, имеющие однотипное зональное строение: наличие

графических и сегрегационных структур вдоль зальбандов, развитие кристаллов полевого шпата в центральной части и кварцевой зоны — в осевой.

В порядке опыта систематизации данных по зональности месторождений выделим в качестве главных, определяющих, следующие три взаимосвязанные характеристики.

1. Ряды зональности, отражающие закономерную последовательность чередования максимумов концентраций химических элементов, минералов, пород или руд по одному из выбранных направлений в пределах рудных тел, месторождений, рудных полей или более крупных единиц.

2. Пространственная ориентировка рядов зональности.

3. Последовательность развития рядов зональности во времени — направленность.

Рассмотрим подробнее смысловое содержание этих характеристик.

Ряды зональности рудных элементов

Упорядоченное расположение слагающих месторождения пород и руд, закономерное распределение минералов и химических элементов в пределах рудных тел определяют суть зональности.

Выделение рядов зональности рудных элементов, т. е. устойчиво сохраняющейся последовательности взаимного расположения максимумов их концентрации по различным направлениям в рудных телах и месторождениях, — один из методов изучения и описания зональности. Ряд зональности понимается при этом как вектор с направленной сменой минерализации в пространстве. В зональном ряду $i \rightarrow k \rightarrow l \rightarrow m \rightarrow n$, где i, k, \dots, n — члены зонального ряда, отражающие максимумы концентрации различных рудных элементов, примем последовательность расположения от элементов более высокотемпературных минералов и минеральных парагенезисов к более низкотемпературным.

В общем случае такая схема записи зональных рядов будет соответствовать последовательности проявления максимумов концентрации рудных элементов снизу вверх по мере удаления от интрузий и от элементов ранних минералов к поздним. В месторождениях каждая зона, отличающаяся по минеральному составу, содержит, как правило, повышенные концентрации сразу нескольких рудных элементов. В одних случаях это является следствием развития сложных по составу минералов, например пирохлора, лопарита, содержащих несколько практически важных элементов, в других — это результат распространения в зоне парагенезиса нескольких рудных минералов, например молибденита и вольфрамита; касситерита, станнина, халькопирита и т. д. В случае проявления в данной зоне сразу нескольких руд-

ных элементов при описании зональных рядов будем указывать два, три или даже более совместно проявляющихся элемента, т. е. $i, k \rightarrow k, l, m \rightarrow l, m, n$ и т. п.

Чтобы подчеркнуть зональность, отразить преемственность в составе отдельных зон, последовательность перечисления элементов принимается та же, что и в зональном ряду в целом, т. е. от минералов и парагенезисов более высокотемпературных, в общем случае более ранних, к более низкотемпературным, более поздним. При необходимости отразить количественные соотношения рудных элементов удобным оказалось второстепенные элементы заключать в скобки, а главные при необходимости подчеркивать. Например, $\underline{i}, \underline{k}, (l) \rightarrow \underline{i}, \underline{k}, l, (m)$ — зональный ряд, в первой зоне которого полно проявился элемент i , во второй — k ; характерны также элементы l в первой и m — во второй зоне, которые однако не являются в этих зонах главными.

В качестве примера укажем в такой записи зональный ряд рудных элементов месторождений Корнуолла, детально охарактеризованных в работе К. Хоскинга [237]:

$\text{Sn}, \underline{\text{Fe}} \rightarrow \text{Sn}, \text{W}, (\text{As}) \rightarrow \text{Sn}, \underline{\text{W}}, \underline{\text{As}}, (\text{Cu}) \rightarrow (\text{W}, \text{As}), \underline{\text{Cu}}, (\text{Zn}) \rightarrow$

касситерит,
спекулярит

вольфрамит,
арсенопирит,
касситерит

халькопирит,
(станнин),
(молибденит),
вольфрамит,
арсенопирит,
касситерит,
деревянистое
олово

халькопирит,
(сфалерит),
вольфрамит,
арсенопирит,
пирит

$\rightarrow \text{U}, \text{Co}, \text{Ni}, (\text{Bi}, \text{Pb}, \text{Ag}) \rightarrow \text{Fe}, \text{Sb}, \text{Ag} \rightarrow$ безрудная

аргентит,
урановая
смолка,
галенит,
никелин,
сфалерит,
кобальтин,
шмальтин,
(висмут,
висмутин)

гематит,
гетит,
жемсонит,
антимонит,
пираргирит,
бурнонит,
тетраздрит,
сидерит,
пирит,
марказит

(пирит)

В районе золото-медно-барит-полиметаллических месторождений Пидмонт (Аппалачи) рудная зональность может быть выражена рядом $\text{Fe}, \underline{\text{Au}} \rightarrow \text{Fe}, \underline{\text{Cu}} \rightarrow \underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Pb}} \rightarrow \text{Ba}$ [149], для скарпового месторождения Чарух Дайрон в Средней Азии, по данным И. Х. Хамрабаева, рядом $\text{W} \rightarrow (\text{W}), \text{Mo} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb}$ [209], для Тырнаузского месторождения $\underline{\text{W}}, \text{Mo} \rightarrow \underline{\text{Mo}}, \text{W}$, а за пределами основного поля месторождения $(\text{Zn}, \text{Pb}) \rightarrow (\text{Au}, \text{Ag})$ [86].

Упорядоченность может проявиться и как закономерная тенденция последовательного изменения количественных соотношений отдельных минералов или концентраций рудных элементов, например отношение Cu/Ni в медно-никелевых месторождениях, Au/Ag в золото-серебряных, Pb/Zn в колчеданных, Mo/W в штокерковых типа Верхнее Кайракты, Ta/Nb в редкометалльных апогранитах и др.

При простом, «однокомпонентном», типе оруденения ряд зональности может быть намечен по изменению состава и содержания элементов-примесей, например Fe, Mg в хромитовых месторождениях (Кемпирсай), In в сфалерите (Депутатское месторождение), Bi в галените (Фрайбергское месторождение) и т. д. При одном и том же составе руд упорядоченные ряды в разных типах месторождений могут различаться. Например, при сходном характере оруденения месторождений Забайкалья В. С. Кормилицыным и А. Д. Щегловым [91] по отношению к расположению зон, обогащенных молибденом и вольфрамом, было намечено два разных типа оруденения, представленных в первом случае упорядоченным рядом (в последовательности от внутренних зон к внешним) $Mo \rightarrow W \rightarrow$ сульфиды (Zn, Pb), во втором — $W \rightarrow Mo \rightarrow$ сульфиды (Zn, Pb).

Точно так же в ряде случаев в разных месторождениях устанавливаются близкие ассоциации метасоматических пород, располагающиеся в различной очередности, свидетельствующей о принадлежности изучаемых месторождений к разным формационным типам. Например, чередование зон от центра к периферии в последовательности грейзены—полевой шпат—кварцевые метасоматиты характерно для оловянно-вольфрамовых грейзеновых месторождений, а обратная картина — развитие зон кварц-полевошпатовых метасоматитов на фоне более широкой грейзенизации — типична для редкометальных «апогранитов».

Установление упорядоченных рядов в сложных по морфологии, строению и составу месторождениях требует решения ряда дополнительных вопросов, в частности выявления элементов симметрии тел (плоскостей, осей), по отношению к которым зональность получает наиболее полное и простое выражение с однонаправленной сменой минерализации. Такими элементами симметрии могут являться плоскости жил, даек, рудоконтролирующих тектонических нарушений, поверхности контактов интрузий, литологически благоприятные толщи, горизонты водонасыщения, геохимические «барьеры» (резких смен pH или Eh среды и т. д.), осевые линии трубок взрыва, аппаратов вулканов центрального типа и т. д.

Пространственная ориентировка рядов зональности рудных элементов

Второй важной характеристикой зональности является ориентировка векторов изменчивости минерализации, вдоль которых устанавливается упорядоченное расположение элементов.

В месторождениях различных структурных и морфологических типов главные векторы изменчивости минерализации имеют разную ориентировку. В трубообразных телах, например, наи-

более характерна изменчивость минерализации вдоль вертикальной оси и по радиусам; в пластовых телах — вкрест напластования, в минерализованных зонах — по нормали к поверхности контакта замещаемых пород и т. д.

Первичная пространственная ориентировка главных векторов изменчивости минерализации по вертикали и в плане в пределах рудных тел и месторождений может быть нарушена в связи с последующими деформациями. Именно поэтому важное значение приобретает изучение расположения векторов изменчивости минерализации по отношению к напластованию вмещающих оруденение осадочных и вулканогенных пород либо к поверхности контактов и внутренней расслоенности интрузивов, что позволяет восстановить направление векторов зональности в момент образования.

По особенностям расположения рудных тел и месторождений относительно элементов залегания вмещающих пород и гравитационного поля Земли можно выделить три основные группы.

I. Согласные, образующие пластовые, первично субгоризонтальные тела, согласные с вмещающими их осадочно-вулканогенными толщами или породами расслоенных интрузий.

II. Секущие по отношению к вмещающим породам (жильные, трубообразные и др.).

III. Промежуточные между ними — «контактные» по терминологии А. В. Королева и П. А. Шехтмана [94] тела, приуроченные к зонам эндо- и экзоконтактов интрузий. Контактные тела располагаются согласно с залеганием одних пород (интрузивных, контактово-метасоматических) и в то же время несогласно с залеганием других, например согласно с контактом интрузива и несогласно по отношению к элементам залегания вмещающих толщ.

Существенное различие в строении и условиях залегания наиболее контрастно отличающихся месторождений — согласных или пластовых и секущих или жильных — одно из первых научных обобщений, сделанных еще в XVIII в. В 1749 г. фон Оппель подчеркнул принципиальное отличие жил от пластов, отметив, что первые представляют собой тела, пересекающие породы вдоль трещин, а вторые согласно залегают в стратифицированных толщах. В последующем деление месторождений на два основных типа — согласных и секущих — широко использовалось во многих классификациях месторождений полезных ископаемых XVIII и XIX вв. Наиболее известной была классификация Б. Котта [230], в той или иной мере вошедшая во все последующие морфологические классификации. Б. Котт выделял правильно залегающие тела — пласты и жилы («выполненные трещины») — и неправильно залегающие — штоки и вкрапленности. А. В. Королев и П. А. Шехтман [94] предложили выделение трех «морфологических типов эндогенных рудных тел» — согласных, секущих, контактовых. Используя эти термины в настоящей работе,

авторы стремились подчеркнуть не столько морфологические различия между отдельными группами месторождений, сколько резко разное положение их во время формирования по отношению к элементам залегания вмещающих пород и вектору силы тяжести. Именно ориентировка всех природных тел по отношению к гравитационному полю Земли определяет, как подчеркнул И. И. Шафрановский [214], наиболее важные особенности их морфологии и внутреннего строения.

В согласных месторождениях вектор максимальной изменчивости минерализации имеет первично вертикальную ориентировку вкrest напластования пород.

По направленности главного вектора вверх или вниз выделяют соответственно два подтипа первично вертикальной зональности: прямую и обратную. Обозначив отдельные последовательные элементы упорядоченного ряда зональности как i , k , l , получим следующие обозначения для указанных подтипов зональности:

прямая вертикальная $\left. \begin{array}{c} \uparrow l \\ k \\ \downarrow i \end{array} \right\}$, обратная $\left. \begin{array}{c} i \\ k \\ \downarrow l \end{array} \right\}$. Например, $\left. \begin{array}{c} \uparrow \text{Pb} \\ \text{Zn} \\ \text{Cu} \\ \downarrow \text{Fe} \end{array} \right\}$ — прямая

первично вертикальная зональность доскладчатых медноколчеданных месторождений; $\left. \begin{array}{c} \text{Zr} \\ \text{Nb} \\ \downarrow \text{TR} \end{array} \right\}$ — обратная вертикальная зональ-

ность в массивах расслоенных щелочных нефелиновых сиенитов.

Понятия «п р я м а я» и «о б р а т н а я» зональность укоренились в геологической литературе со времени активного обсуждения батолитовой концепции В. Эммонса. Прямая зональность — это зональность со сменой снизу вверх от начальных высокотемпературных к конечным более низкотемпературным элементам зонального ряда В. Эммонса. Для обратной зональности характерна противоположная направленность вектора смены минерализации.

Вертикальная зональность в согласных месторождениях, как правило, контрастная. Существенные изменения в составе руд происходят здесь нередко на расстоянии первых метров, а иногда даже долей метра.

В плоскости, согласной с напластованием или расслоенностью, контролирующей размещение оруденения, в рудных телах проявляется горизонтальная (фациальная) зональность. Однако во всех случаях характерно, что градиент изменчивости минерализации в горизонтальном направлении крайне незначителен. Заметная смена оруденения фиксируется обычно лишь при прослеживании рудоносного горизонта на расстоянии сотен метров или первых километров, т. е. градиент горизонтальной изменчивости в тысячи—десятки тысяч раз меньше, чем вертикальной.

Широкое развитие зональности этого типа в различных по генезису месторождениях полезных ископаемых позволяет вы-

1389

делить обширную группу согласных месторождений, широко проявляющихся как в экзогенных, так и в эндогенных условиях, образующихся в связи с осадочно-вулканогенным и интрузивно-магматическим процессами. К типично согласным могут быть отнесены очень многие месторождения (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Au, Hg), залегающие среди осадочных и вулканогенных толщ. Это обширные группы таких месторождений, как серно-, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические; железо-марганцевые типа «Ланд-дилл», железо-марганец-полиметаллические «атасуйского типа», сидеритовые бакальского типа, «телетермальные» полиметаллические в карбонатных породах типа Миссури, уран-селен-ванадиевые и другие, обычно объединяемые под названием стратиформных.

Термин «стратиформные» (от латинского *stratum* — «слой»), как ясно из семантики, не генетический, а морфологический. Здесь и далее он применяется для месторождений, рудные тела которых залегают согласно с напластованием вмещающих вулканогенно-осадочных пород, а вектор максимальной изменчивости минерализации ориентирован вкрест первичного напластования или расслоенности. При этом природа стратификации, т. е. закономерного положения рудных тел в разрезе вмещающих пород, может быть различной. В одних случаях стратификация является следствием сингенетичности оруденения и вмещающих толщ, в других — результатом различных эпигенетических процессов, например метасоматического замещения рудной минерализацией литологически благоприятных горизонтов или развития минерализации вдоль геохимических барьеров, под экраном малопроницаемых пород и т. д.

Месторождения, залегающие в «псевдостратифицированных», «расслоенных» интрузиях (Cr, Fe, Ti, Cu, Ni, TR, Zr и др.), характеризуются теми же особенностями зональности, что и типично стратиформные. Расслоенные интрузии образуют лополиты или силлы, иногда куполообразные структуры с многократной повторяемостью однотипных горизонтов — ритмичностью (дунит-пироксенит-габбро, уртит-нефелиновый сиенит и т. д.), расположением рудных тел согласно слоистости пород и резкой изменчивостью минерализации по вертикали. При описании внутреннего строения таких интрузий и оруденения исследователями используются различные термины: «расслоенность», «стратификация», «псевдостратификация», «слоистость», «дифференцированность», в которые вкладывается различный генетический смысл.

Так, Л. Уэйджер и Г. Браун [202, с. 9] предлагают использовать термин «расслоенность» для обозначения текстур, возникших при осаждении компонентов изверженных пород в условиях высоких температур (подчеркнуто нами), а понятия «напластование», «стратификация» закрепить за текстурными признаками осадочных пород.

Ниже «расслоенность» понимается не в генетическом смысле, а как термин, отражающий закономерное послышное расположение пород в пределах анализируемого образования, вне зависимости от того, является ли эта расслоенность результатом первичной кристаллизационной дифференциации магм или итогом метасоматического (или метаморфического) преобразования пород.

Установление общности зональности согласных месторождений, столь разнообразных по типам оруденения и по генезису, — один из важных выводов, вытекающих из проведенных в последние годы исследований. Подход ко всем указанным месторождениям как к единой по особенностям зональности группе открывает большие возможности для дальнейшей разработки теории их прогнозирования.

Для *секущих месторождений*, контролирующихся тектоническими зонами нарушений, трубками взрыва, штоками, некками, резко несогласными с первичным напластованием пород, характерна противоположная схема распределения оруденения: с контрастной горизонтальной и растянутой вертикальной зональностью. Главный вектор изменчивости минерализации ориентирован в жильных месторождениях поперек контролирующих их нарушений — поперек осевой плоскости жил или по их простиранию по мере удаления от главной системы рудоконтролирующих разломов, в трубообразных, воронкообразных, штокверковых — по радиусам концентрической горизонтальной зональности. Характерной чертой секущих месторождений является симметричность расположения векторов зональности, определяющих однотипность изменения минерализации по различным направлениям в горизонтальной плоскости (см. рис. 1). В случае жильных месторождений это симметрия билатеральная, с одной плоскостью симметрии P , в случае трубообразных, воронкообразных тел, штокверков — центральная, с осью симметрии I_n (n — порядок), совпадающей с вертикальной осью рудного тела или месторождения и n плоскостями симметрии P_n .

Билатеральная симметрия характерна для большинства жильных месторождений — золоторудных, вольфрамовых, молибденовых, медных, свинцово-цинковых, кобальтово-никелевых, а также жильных тел редкометалльных пегматитов и др. Центральная симметрия типична для многих штокверковых молибденовых и вольфрамовых месторождений над куполами гранитов, для штокверковых месторождений молибденово-медных руд (типа Коунрада), золото-серебряных, мышьяково-ртутных, оловянно-висмутовых, локализованных в вулканических структурах, а также для карбонатитовых месторождений с редкоземельной, слюдяной, апатитовой и железорудной минерализацией. По расположению вектора зональности по отношению к плоскости (при билатеральной симметрии) или к оси симметрии (при центральной симметрии) может быть выделена «сходящаяся» и «расходящаяся» горизонтальная зональность. Так, для силикатно- и сульфидно-

касситеритовых месторождений характерна зональность с приуроченностью элементов конечных членов ряда Cu, Zn, Pb к периферии рудных тел, а начальных — Sn, W, Fe, As — к более центральным частям. В других случаях проявляется противоположная закономерность: элементы конечных членов располагаются в центре, а начальных — на периферии. Например, в некоторых золотосульфидных месторождениях Fe, As — на периферии, Cu, Zn, Pb, Sb — в центральных частях. В первом случае зональность «расходящаяся», во втором «сходящаяся» (см. рис. 1).

Сходящаяся зональность — такая разновидность первично горизонтальной зональности, при которой ряд упорядоченного расположения рудных элементов, минералов, парагенезисов от высоко- к низкотемпературным ориентирован от периферии к центру, а расходящаяся, наоборот, от центра к периферии. В принятой нами условной записи сходящаяся зональность может быть выражена как $i \rightarrow k \rightarrow l \quad | \quad l \leftarrow k \leftarrow i$, расходящаяся как $l \leftarrow k \leftarrow i \quad | \quad i \rightarrow k \rightarrow l$.

При описании месторождений, как известно, широко употребляются термины «центростремительная» и «центробежная» зональность. Для магматических пород А. А. Полканов предложил использовать также термины «центрифугальная» и «центропетальная»; первый — при расположении пород от ранних к поздним от центра к периферии, второй соответствует обратному случаю. Однако эти термины, так же как и предложенные А. В. Королевым (центробежная, центростремительная), в отличие от использованных выше (расходящаяся, сходящаяся) отражают *последовательность* развития во времени минеральных парагенезисов различных зон. Центробежной называют зональность в случае локализации позднего оруденения на периферии рассматриваемого объекта, центростремительной — в случае обратной картины. При регрессивном ходе процесса рудообразования, наиболее распространенном в природе, центробежная зональность по смыслу становится тождественной расходящейся, а центростремительная — сходящейся. С случае прогрессивной направленности процесса рудообразования, при возникновении с течением времени все более высокотемпературных минеральных парагенезисов (например, при формировании некоторых грейзеновых месторождений, апогранитов, редкометалльных пегматитов, вторичных кварцитов и некоторых других), термины «центробежная» и «расходящаяся» и «центростремительная» и «сходящаяся» могут иметь совершенно различный смысл. Ниже понятия «центробежная» и «центростремительная» будут использоваться только в случае проявления концентрической зональности, при последовательности чередования зон различного состава в пространстве, совпадающей с очередностью из развития во времени.

Применяя при анализе зональности понятия симметрии, следует подчеркнуть, что реальная морфология и зональное строение

рудных тел и месторождений всегда значительно сложнее рассмотренных выше «идеальных» схем.

В связи с различной мощностью симметрично расположенных зон, наклонным, а не вертикальным положением осей и плоскостей симметрии и т. п. горизонтальная зональность центрального и билатерального типа проявляется обычно в искаженном виде. Такие случаи позволяют проследить переходы от простых секущих тел с симметричной горизонтальной зональностью к телам с однонаправленной «лучевой» горизонтальной зональностью. В качестве примера с асимметричной горизонтальной зональностью можно указать штокверковое медно-молибденовое месторождение Каджаран, свинцово-цинковое Такоб и другие со смелой оруденения только в одном направлении, в данном случае в сторону висячего бока от фудоконтролирующего разлома.

Месторождения, обладающие первично горизонтальной зональностью, имеют обычно отчетливую, хотя и менее контрастную зональность по вертикали: по падению рудных тел. Наряду с широко распространенной прямой вертикальной зональностью описаны случаи обратной зональности: для ряда трубообразных тел сульфидно-касситеритовых месторождений Боливии, а также жильных сульфидно-касситеритовых месторождений Приморья (Рудное, Хрустальное), для некоторых жильных медно-никелевых месторождений районов Седбери, Норильска. Однако, как будет показано ниже, обратная зональность выражена всегда менее полно, чем прямая.

По сравнению с согласными (стратиформными) месторождениями секущие обладают более сложной зональностью: симметричной или асимметричной горизонтальной и асимметричной вертикальной. Если зональность стратиформных месторождений может быть с достаточной полнотой представлена описанием первично вертикальной зональности (вкrest первичного напластования), то для секущих месторождений необходима характеристика первично горизонтальной, наиболее контрастно проявленной, и вертикальной.

К группе контактовых мы относим месторождения, располагающиеся на контакте интрузий или вблизи него: грейзеновые месторождения в куполах гранитов, редкометалльные фельдшпалитовые (апограниты), многие скарновые месторождения (Fe, Cu, Mo, W и т. д.).

Зональность рудных тел этой группы месторождений, бесспорно, наиболее сложная, так как в них проявляются одновременно черты как согласных, так и секущих месторождений.

Главный вектор изменчивости минерализации ориентирован перпендикулярно к поверхности контакта. По этому признаку рассматриваемые месторождения напоминают стратиформные, к которым переходят постепенно, по мере выполаживания контактов интрузивных тел. Вектор, перпендикулярный к поверхности контакта, отождествляется с вертикальным вектором

стратиформных месторождений. Так же как и в стратиформных месторождениях, он может быть ориентирован снизу вверх или сверху вниз, в соответствии с чем выделяются прямая и обратная «вертикальная» зональность. По мере перехода от пологих купольных структур интрузии к штокообразным или дайкообразным телам главный вектор изменчивости минерализации, ориентированный поперек контактов, преобразуется в горизонтальный. Наблюдается переход от зональности, характерной для интрузивных куполов, к центральной и билатеральной горизонтальной, обычно фиксирующейся в несогласных телах.

При локализации оруденения в контактовых и околоконтактных зонах интрузий в большинстве случаев возникает зональность, сочетающая в себе черты зональности согласных и несогласных тел. При этом в рудных телах, располагающихся вдоль пологих контактов интрузий, главный вектор зональности ориентирован по нормали к плоскости контакта (например, редкометалльные апограниты). В несогласных телах, в частности в жилах околоинтрузивных зон, в минерализованных дайках, проявляется совмещенная зональность: горизонтальная зональность рудных тел вкрест их простирация и по простирацию, по мере удаления от интрузий. Такие совмещенные случаи со сложной зональностью характерны для многих силикатно-касситеритовых, золото-вольфрамовых, золото-мышьяковых, жильных медно-молибденовых и других месторождений.

Таким образом, по зональности, так же как и по особенностям взаимоотношений с вмещающими породами, «контактные» месторождения являются промежуточными между типичными согласными и несогласными и связаны с ними взаимными переходами. Вместе с тем они представляют собой характернейший тип эндогенных месторождений, обладающих своими особенностями ориентировки векторов зональности.

В целом выделенные структурно-морфологические типы месторождений (согласные, секущие и контактные) существенно различаются между собой по особенностям зональности. Они представляют собой три основных варианта возможного положения геологических тел в поле гравитации: перпендикулярно к вектору силы тяжести, параллельно ему и под косым углом к нему.

Направленность развития рядов зональности во времени

Третьей важной характеристикой зональности месторождений является временная последовательность развития парагенезисов пород и руд, минералов, максимумов концентраций элементов, образующих ряды зональности. В большинстве случаев по характеру границ, пересечениям зон, жил, прожилков,

сложенных различными минералами или минеральными парагенезисами, удается восстановить последовательность их развития и выделить два основных типа развития зональности во времени: прогрессивную и регрессивную.

Прогрессивная — зональность, в ходе которой более низкотемпературные минеральные парагенезисы сменяются во времени более высокотемпературными, т. е. последовательность развития зон i, k, l во времени $i \rightarrow k \rightarrow l$ (обозначена длинной стрелкой) характеризуется сменой от конечных членов упорядоченного ряда l к начальным i .

Регрессивная — зональность, в ходе которой более высокотемпературные минеральные парагенезисы сменяются во времени более низкотемпературными, т. е. последовательность развития зон во времени $i \rightarrow k \rightarrow l$ происходит от начальных к конечным членам упорядоченного ряда.

При анализе метасоматических пород и руд в эндогенных месторождениях проявляются элементы зональности как прогрессивного, так и регрессивного ряда. Наиболее общим характерным случаем является образование концентраций рудных элементов на регрессивной стадии процесса. Предшествующая прогрессивная часть процесса развития таких месторождений обычно фиксируется в предрудных регионально проявленных метасоматических изменениях пород и в ассоциирующих с ними безрудных жилах и прожилках, иногда содержащих убогую сульфидную минерализацию.

Прогрессивная зональность характерна, например, для метасоматитов предрудного этапа многих вулканогенных золото-серебряных, сурьмяно-ртутных месторождений, внешние зоны которых представлены регионально проявленной предрудной пропитацией со средне-низкотемпературным парагенезисом (хлорит, карбонат, альбит, эпидот), а внутренние — более поздними высокотемпературными парагенезисами вторичных кварцитов.

Прогрессивный период развития метасоматитов и безрудных прожилков в силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождениях подчеркнул О. П. Иванов [75], наметивший зоны предрудных серицит-хлоритовых изменений с прожилками сульфидно-анкерит-кварцевого, сульфидно-кальцит-кварцевого и кварц-биотитового состава.

Прогрессивная зональность рудной минерализации устанавливается, как исключение, лишь в ряде «контактных» месторождений апогранитов, грейзенов, пегматитов, скарнов. Рудная минерализация (Be, Li, Nb, Ta) развивается в этих месторождениях в позднещелочную стадию совместно с альбитом, микроклином (амазонитом), иногда рибекитом, эгирином, после грейзенизации, сопровождающейся в этом случае незначительными концентрациями олова, вольфрама, т. е. сначала отлагаются ми-

в пространстве	Прямая ↑		Обратная ↓		
	Расходящаяся ←→	Сходящаяся →←	Расходящаяся ←→	Сходящаяся →←	
в пространстве и времени	Регрессивная ↑ ↓ l				
	Прогрессивная ↑ ↓ l				

нералы олова, вольфрама, бериллия, затем основные концентрации ниобия и тантала — элементов начальных членов зонального ряда. В результате, расшифровывая зональность, например для месторождений Берник-Лейк (Канада), описанную А. Хауве, можно установить что в силлообразном теле гранит-пегматитов от осевой плоскости к зальбандам симметрично меняется оруденение в последовательности $Ta \rightarrow Li \rightarrow Be$, что соответствует нормальному расходящемуся типу первично горизонтальной зональности. В то же время очередность развития зон во времени такова, что танталовое оруденение относительно более позднее, т. е. $Ta \rightarrow Li \rightarrow Be$.

Ю. В. Казичын [78] на примере анализа метасоматических зональных колонок прогрессивного и регрессивного типа пришел к выводу о том, что для регрессивного процесса характерна локализация руды в центральных зонах метасоматических тел и последовательное уменьшение мощностей зон от осевой части к периферии. При прогрессивной зональности, наоборот, внутренние зоны, как правило, менее мощные, от центра к периферии идет закономерное возрастание мощностей зон, рудная минерализация преимущественно локализуется во внешних зонах.

Зональность прогрессивного типа наиболее широко проявлена в областях интенсивного метаморфизма при развитии оруденения на фронте гранитизации, базификации и регионального скарнирования. В частности, В. В. Жданов, Т. П. Малкова [68], охарактеризовавшие на примере ряда районов Кольского полуострова зоны регионального скарнирования, подчеркнули образование повышенных концентраций вольфрамовой (шеелитовой) и медно-никелевой минерализации в их внешних зонах.

Регрессивная и прогрессивная рудная зональность может быть прямой и обратной, сходящейся и расходящейся. В результате возникает большое число случаев, главные из которых отражены в табл. 2.

С учетом рассмотренных особенностей проявления горизонтальной и вертикальной зональности (в «согласных», «секущих» и «контактных» месторождениях) различных вариантов проявления пространственно-временных типов зональности может быть значительно больше.

Ниже перейдем к рассмотрению трех основных выделенных элементов зональности месторождений различных типов:

- 1) упорядоченного ряда зональности (по рудным элементам);
- 2) пространственной ориентировки векторов зональности;
- 3) временной характеристики зональности.

Зональность оруденения главнейших типов месторождений полезных ископаемых

Задача исследования зональности оруденения определяет целесообразность разделения и описания месторождений по ассоциациям характерных для них рудных элементов. В основу такой геохимической классификации рудных месторождений может быть положена наиболее распространенная классификация химических элементов, предложенная В. Гольдшмидтом, с выделением трех групп элементов: сидерофилов, халькофилов и литофилов. Это деление, основанное на различном строении электронных оболочек элементов, определяющих их атомные объемы, валентность, сродство с другими элементами, в частности с серой и кислородом, хорошо отражает, как показано в работах К. А. Власова и др. [45], А. И. Семенова, А. А. Смыслова [169], особенности распределения элементов в различных геосферах, оболочках, геологических формациях, горных породах, рудах.

Литофильные, сидерофильные и халькофильные элементы закономерно располагаются в таблице Менделеева: в каждом периоде элементы чередуются в последовательности литофилы—сидерофилы—халькофилы [169].

По ведущим ассоциациям рудных элементов, определяющих наиболее характерные геохимические черты и промышленное значение, месторождения могут быть разделены на семь групп (рис. 1) с ведущей ролью элементов соответственно: сидерофильных (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Pd, Os, Ir, Pt)* — I группа; сидеро-халькофильных (Mn, Fe, Co, Cu, Zn, As, Ag, Au) — II группа; халькофильных (Cu, Zn, As, Ag, Sb, Hg, Pb, Bi) — III группа; лито-халькофильных (Mo, Sn**, W, Cu, Zn, As, Ag,

* Элементы перечислены в порядке возрастания атомных номеров.

** У олова проявляется двойственная геохимическая природа: в большинстве случаев оно обладает свойствами литофила, постоянно встречаясь в повышенных концентрациях в кислых породах; вместе с тем в ряде случаев дает промышленные скопления в колчеданных, сульфидно-касситеритовых месторождениях, проявляя свойства халькофила.

Sb, Au, Hg, Pb, Bi) — IV группа; литофильных (Li, Be, Rb, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, TR, Hf, Ta, W, Th, U) — V группа; сидеро-литофильных (Ti, Fe, Cr, Pt, Zr, Nb, Ta, Th, U) — VI группа; лито-сидеро-халькофильных (U, Co, Ni, Ag, Bi и др.) — VII группа. По наиболее характерным связям элементов внутри каждой

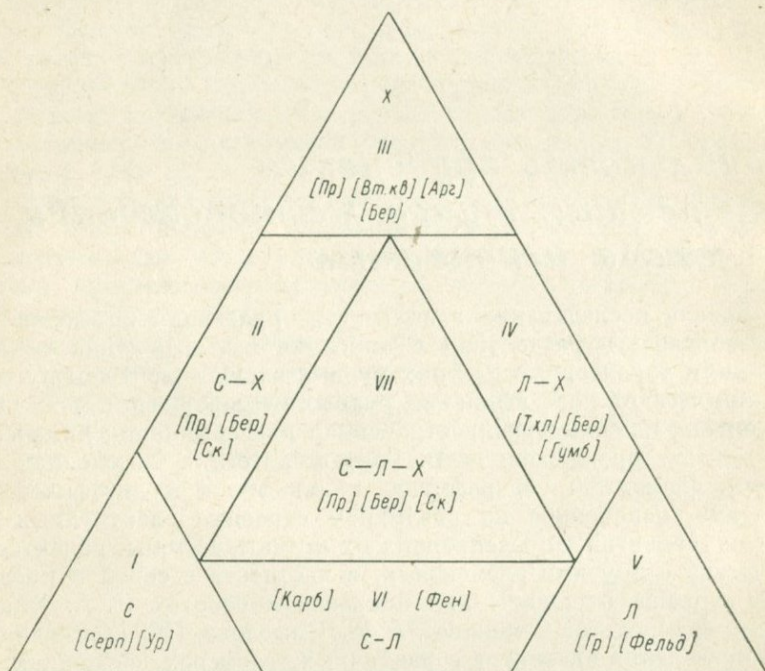


Рис. 4. Подразделение месторождений по ведущим ассоциациям рудных элементов.

I—VII — группы месторождений с различным соотношением в рудах сидеро- (С), халько- (Х) и литофильных (Л) элементов.

В скобках указаны наиболее характерные сопутствующие метасоматические породы: Пр — пропилиты, Вт. кв — вторичные кварциты, Арг — аргиллизиты, Т. хл — турмалин-хлоритовые метасоматиты, Бер — березиты, Гумб — гумбеиты, Серп — серпентиниты, Ур — уралиты, Ск — скарны известковые, Гр — грейзены, Фельд — фельдшпатолиты, Фен — фениты, Карб — карбонатиты.

группы выделяются отдельные подгруппы, например Cr, Pt; Fe, Mn, Zn, Pb и другие, описываемые ниже.

- I — Cr, Pt; Ti, Fe, V, (Cu);
- II — Ni, Cu; Fe, Cu, Zn, Pb; Fe, Mn, Zn, Pb;
- III — Cu, Au, As; Zn, Pb; Ag, Au; Sb, Hg;
- IV — Mo, Cu; Sn, Cu, Zn, Pb; W, Au; W, Au; W, Sb, Hg;
- V — Mo, W, (Be); Sn, W, (Be, Li); Nb, Ta, Be, Li; Ti, Zr, Nb, Ta, TR, U; U, Mo;
- VI — Fe, Ti, Zr, Nb, Ta, TR;
- VII — U, Bi, Co, Ni, Ag; U, V, (Se). Cu, Mo.

Принятое деление месторождений по геохимическим ассоциациям рудных элементов отражает вместе с тем и их естественную природную группировку по связи с магматическими породами различного состава.

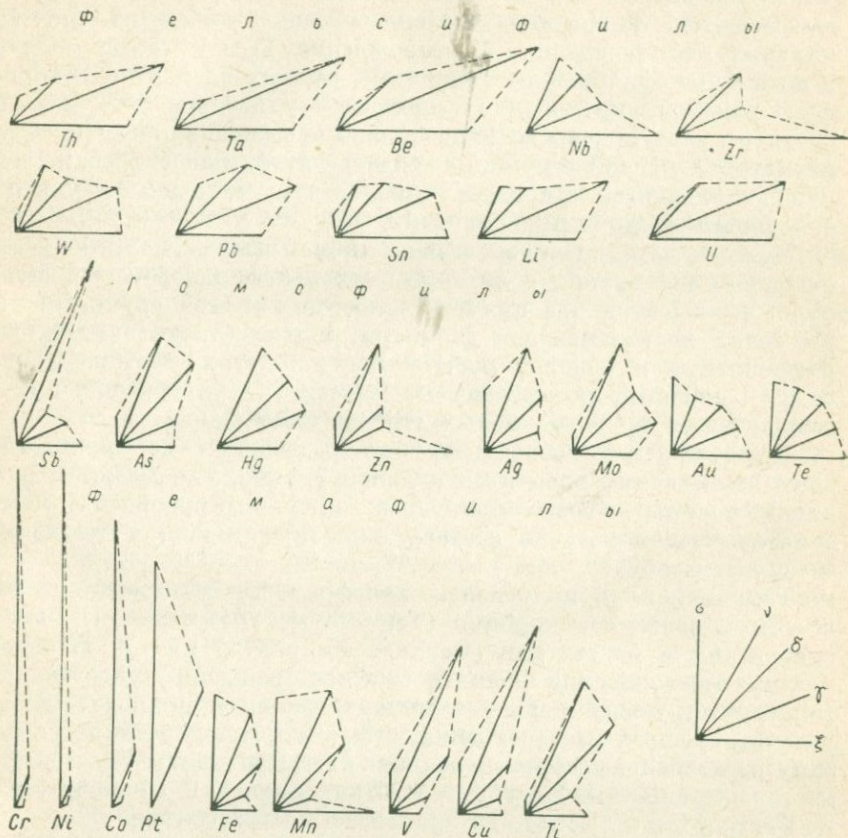


Рис. 2. Векторная диаграмма распределения рудных элементов в главных типах магматических пород.

Кларки элементов, по А. П. Виноградову [30], в породах: σ — ультраосновных; γ — основных; δ — средних; γ — кислых; ξ — щелочных (нефелиновые сиениты). Длина вектора отражает относительное содержание элемента в различных породах: фельсифилы характеризуются максимальным вектором γ ; ξ ; фемафилы — σ , γ ; гомофилы обладают менее отчетливым сходством элементов с породами различного состава. Слева направо и снизу вверх элементы расположены в последовательности возрастания степени фельсифильности.

Как видно из рис. 2, литофильные элементы — это фельсифилы, т. е. элементы, обладающие тенденцией увеличивать концентрации в ряду базиты \rightarrow граниты; сидерофильные элементы — фемафилы, повышающие концентрации в ряду граниты \rightarrow базиты; многие халькофильные элементы (Sb, Bi, Hg, Au, Ag) — гомофилы, т. е. без отчетливой связи с определенными по составу породами.

Рассмотрение зональности месторождений в последовательности от I к III группе от сидерофилов к халькофилам соответствует ряду развития оруденения при эволюции магматизма от ультраосновного и основного к среднему и кислому. В III группе оказываются также многочисленные «амагматические» телетермальные месторождения. Месторождения IV и V групп с лито- и лито-халькофильной ассоциациями рудных элементов типичны для районов проявления кислого — ультракислого, иногда среднего, реже основного (с несколько повышенной щелочностью) магматизма. К VI группе с сидеро-литофильной ассоциацией рудных элементов относятся карбонатиты, связанные с ультраосновными — щелочными породами.

Менее отчетливо связь с магматизмом выражена для месторождений VII группы с лито-сидеро-халькофильной ассоциацией рудных элементов. На примере относимых к этой группе месторождений пятиэлементной формации можно отметить лишь характерный для районов распространения этих месторождений резко различный по составу магматизм: от ультраосновного — основного до кислого разных глубин становления.

Месторождения, относимые при разделении по геохимическим ассоциациям элементов к одной группе, оказываются различными по парагенезисам нерудных минералов, рудоносных метасоматических пород, по составу жил, прожилков, а также по своему генезису.

Так, например, молибденово-вольфрамовые месторождения известны в связи со скарнами (Тырныауз), грейзенами (Джида), гумбеитами и березитами (Верхнее Кайракты) и т. д. В связи с этим при описании зональности месторождений указывается тип сопутствующей нерудной минерализации и принадлежность рассматриваемых месторождений к тому или иному генетическому типу по наиболее распространенным классификациям эндогенных месторождений П. Ниггли, В. Линдгрена, Г. Шнейдерхёна, А. Г. Бетехтина, П. М. Татарина, И. Г. Магакьяна [53, 106, 133, 188, 229 и др.].

Зональность месторождений с ассоциациями сидерофильных рудных элементов (I группа)

Месторождения сидерофильных рудных элементов разнообразны по геологическим условиям залегания и генезису. Большую часть их рассматривают как собственно магматические: месторождения хромита, платины, магнетито-апатитовых и титано-магнетитовых руд.

Многие промышленные месторождения железа и марганца, а также некоторые железо-кобальтовые типа Дашкесана относят к скарновым; некоторые — к гидротермальным высокотемпера-

турным (Ангаро-Илимские и др.) и среднетемпературным (сидеритовые Бакальское, Зигерлянд и др.). Часть месторождений этой группы рассматривают как вулканогенно-осадочные, формирующиеся с участием гидротерм, например месторождения типа «Ланд-дилл») с красными гематитовыми рудами в кератофирах.

По составу руд к этой же группе относятся месторождения железистых кварцитов. Как показали исследования И. С. Точилина, П. М. Горяинова [193] и других, некоторые месторождения железистых кварцитов (такие, например, как Оленегорское, Комсомольское на Кольском полуострове) возникли в ходе подводновулканической деятельности при существенной роли эндогенных процессов: при поступлении вдоль сети разломов в ходе активного вулканизма гидротерм, обогащенных железом и кремнием, и осаждении последних при взаимодействии с водной средой.

Существенно изменились в последние годы и представления о генезисе скарновых железорудных месторождений. В частности, в работе Г. С. Дзоценидзе [60] приводятся аргументы, позволяющие рассматривать Дашкесанское скарновое железорудное месторождение как первоначально вулканогенно-осадочное стратиформное типа «Ланд-дилл», в последующем испытывавшее контактовый метаморфизм и перерождение руд с образованием скарновых парагенезисов под влиянием более поздних интрузий. Интересно отметить, что тенденция к пересмотру в аналогичном аспекте представлений о генезисе скарновых месторождений наметилась и на Урале.

Рассматриваемые ниже месторождения (характерные образования ранних этапов геосинклинального развития) возникают в зонах широкого проявления ультраосновного магматизма и основного или основного — кислого вулканизма. Месторождения этого типа формируются также в связи с расслоенными интрузиями и вулканогенно-осадочными толщами в платформенных условиях, приурочиваясь к зонам активизации.

Для месторождений характерны пластообразные тела, согласные с реликтами первичной стратификации осадочно-вулканогенных толщ и расслоенностью интрузий. В пределах пластовых тел наиболее отчетливо проявлена первично вертикальная зональность. Секущие жильные тела для этой группы месторождений имеют резко подчиненное значение и обычно наблюдаются в зонах последующего проявления интенсивного метаморфизма, тектонических нарушений и перераспределения первично согласно залегающих рудных образований.

Упорядоченное расположение рудных элементов в зональных рядах в основных чертах сохраняется для различных месторождений и проявляется на фоне закономерностей смены различных по составу пород в одних случаях — в ритмичных вулканогенных толщах, в других — в пределах расслоенных интрузивов.

Ниже подробнее рассматриваются особенности зональности двух типов месторождений этой группы: хромитовых, тесно связанных с интрузиями гипербазитов, и ванадиево-железо-титановых (с медью), формирующихся в связи с расслоенными массивами габброидов. Из месторождений этой группы были посещены Рай-Изское и Верблюжегорское хромитовые и Первоуральское титаномagnetитовое месторождения.

Хромитовые месторождения

Вертикальная зональность, характерная для этого типа месторождений, наиболее полно проявилась в пределах Бушвельдского лополита, имеющего сложное ритмичное строение. Наиболее крупная ритмичность — трехслойная, соответствует ритмичности земной коры: нижний слой — ультраосновные дифференциаты мощностью около 1000 м; средний — габброидные и норитовые породы мощностью 4500 м; верхний слой, имеющий мощность около 2500 м, представлен породами, варьирующими по составу от габбро до диоритов.

Благодаря работам Дж. Уиллемза, Ю. Н. Камерона, Дж. А. Десборо, К. А. Каузинса и других [80, 81, 198], детально изучена закономерная ритмичность чередования пород и руд в разрезе лополита. Установлено также, что на фоне расслоенности широко распространены несогласные трубообразные пегматоидные тела, одни из которых содержат минералы платины, никеля, меди, другие — железа. В разрезе такие тела располагаются, как правило, ниже горизонтов с соответствующим типом пластовых залежей: платиноносные трубки — под рифом Меренского, магнетитовые трубки — ниже главного магнетитового пласта в средней части разреза лополита (см. рис. 6). Пластообразные залежи хромита мощностью от 2 см до 5 м залегают обычно среди пироксенитов и располагаются в зоне перехода от ультраосновных к основным дифференциатам. Эта зона, называемая «критической», имеет мощность 750—800 м и содержит многочисленные горизонты хромитов.

Каждый горизонт хромита залегает в основании ритма с закономерным изменением состава пород:

Анортозит	↑	Лабрадор	
Норит		Лабрадор, бронзит	
Пироксенит		Бронзит, лабрадор	
		Бронзит	
		Хромит, бронзит	Рудный горизонт

Одни ритмы — полновыраженные со сменой: рудоносный пироксенит → пироксенит → норит → анортозит, другие — неполные с одной-двумя зонами этого ряда. Всего выделяется около 16 интервалов пород, обогащенных хромитом, мощностью до 40 м.

Верхняя зона (до 2000 м)	↑ Габбро, диорит	↑ Fe, Ti, (V) магнетит, титано- магнетит, ильменит
Главная зона (до 3000 м)	Норит, анортозит, габбро, с прослоями пироксенита	
Критическая зона (800 м)	Пироксенит, норит, анортозит	↑ Pt, (Pd, Cu, Ni, Co) самородная платина, ферроплатина, спир- релит, браггит Cr хромит
Базальная зона (1200 м)	Перидотит, пироксе- нит, норит	

Верхней границей критической зоны является платиноносный норитовый горизонт — риф Меренского мощностью 3—9 м, содержащий повышенные количества палладия, кобальта, никеля и меди. Выше по разрезу в верхнем габбро-диоритовом слое располагаются параллельные (местами свыше двадцати) пластообразные тела мощностью до 10—12 м железо-титано-ванадиевых руд, представленные ванадиевым магнетитом, титаномагнетитом, отчасти ильменитом. Таким образом, вертикальный разрез Бушвельдского лополита позволяет точно наметить место хромитового оруденения среди других родственных типов минерализации.

Интересные закономерности изменения соотношения магния, железа и хрома в породообразующих минералах Бушвельдского лополита приведены Дж. Уиллемзом, Л. Уэйджером, Г. Брауном [198, 199]: снизу вверх в соответствии с общим уменьшением основности пород номер плагиоклаза изменяется от 80 до 30, оливин — от железистого форстерита (80% Fe) до магнезиального фойяита (0% Fe). Железистость пироксенитов снизу вверх, наоборот, закономерно возрастает (отношение Mg/Fe последовательно меняется от 84/14 в базальной зоне, 75/23 в критической, 60/37 в главной до 41/51 и 31/69 в верхней).

В пределах хромитоносных горизонтов снизу вверх происходит возрастание содержаний магния и алюминия при уменьшении железа и хрома.

В других платформенных расслоенных интрузиях обычно проявляются близкие к отмеченным закономерности распределения рудных элементов в разрезе. Так, в пределах расслоенного лополита Великой дайки (Южная Родезия) с последовательностью чередования гарцбургит → пироксенит → норит проявляются два нижних члена общего приведенного выше зонального ряда — хромитовое и платиновое оруденение, причем хромитовые горизонты располагаются в нижней части пироксенитового «слоя», а нориты с сульфидами платины — в верхней. При этом, так же как и для Бушвельда, для Великой дайки описана многократная ритмичность: хромит — оливинит с постепенным переходом от

крупно- к мелкозернистому хромиту и далее к оливиниту с резкой границей между оливинитом и следующим горизонтом хромитовых руд [18].

В нижней части хромитсодержащего ритма, где выделяют два основных рудоносных пласта, Р. Бичан [18] установил следующие изменения в соотношении рудных элементов по вертикали (снизу вверх): возрастание содержаний кобальта, ванадия, титана, цинка, стронция, рубидия, уменьшение хрома и никеля; содержание железа первоначально возрастает, достигая максимума в горизонтах цикритов, перекрывающих хромитоносные гарцбургиты, а затем уменьшается.

Для лополита Стиллутотер (Гренландия) установлена тринадцатикратная повторяемость выделения хромитовых руд в разрезе продуктивного горизонта. Мощность хромитовых горизонтов колеблется от долей сантиметра до 1—2, редко 4 м и более. Несмотря на такие в целом небольшие мощности, рудные горизонты прослеживаются на десятки километров. Исследования, проведенные Э. Д. Джексоном [59], позволили установить закономерное изменение содержаний магния и железа в оливинах и хромитах из различных частей разреза лополита и возможность использования пары оливин—хромит как геологического термометра. Им, в частности, отмечено, что температура образования этих минералов в пределах рудоносных горизонтов закономерно уменьшается с 1300 °С в подошве до 1100—900 °С в кровле.

Хромитовые месторождения расслоенных интрузий платформ обычно резко противопоставляют месторождениям хромита, залегающим в дунит-гарцбургитовых массивах складчатых областей. В общепринятых классификациях месторождений полезных ископаемых А. Н. Заварицкого, П. М. Татарина и А. Г. Бетехтина месторождения типа Бушвельда выделяются в тип раннемагматических (сегрегационных), а типа Кемпирская, Сарановского, залегающие в дунит-гарцбургитовых породах складчатых областей, — в тип позднемагматических (гистеромагматических).

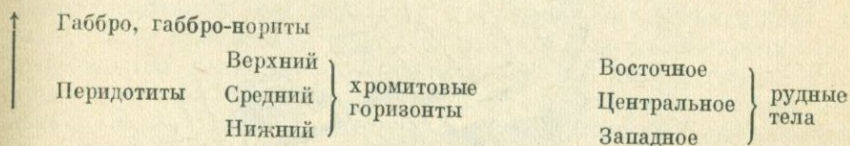
Такое деление отражает многие особенности строения этих достаточно различающихся своими крайними представителями месторождений. Однако в свете полученных в последние годы данных об интенсивном метаморфическом преобразовании гипербазитов складчатых областей, их перемещении в твердом состоянии, огромной роли процессов перекристаллизации и метасоматоза при формировании оруденения, суммированных в работах С. В. Москалевой [127], принятое разделение хромитовых месторождений на два типа может иметь совершенно иную природу, чем это предполагалось ранее.

При изучении закономерностей размещения хромитовых тел и зональности оруденения в пределах интрузий складчатых областей устанавливается целый ряд общих черт с интрузиями платформенного типа. В массивах выявляются реликты первичной стратификации с грубой и тонкой ритмичностью дунитов и

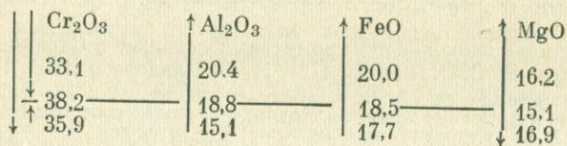
гарцбургитов, оруденением, приуроченным к определенным поверхностям, которые здесь в отличие от платформенных массивов сложно деформированы, разорваны и разобщены. Месторождения по степени дислоцированности образуют ряд от менее нарушенных к более сложно преобразованным. Соответственно намечаются переходы от секущих тел с массивными рудами к согласным с вкрапленными рудами и реликтами стратификации тел.

Сарановское месторождение Урала [72] обладает наибольшими чертами родства как по составу пород (гарцбургиты, габбро-нориты), так и по особенностям структурной позиции (размещение в переходной миогеосинклинальной зоне Урала) с хромитоносными массивами расслоенных интрузий. Три параллельных крутопадающих рудных тела располагаются здесь среди серпентинизированных перидотитов в первом приближении согласно с общим залеганием интрузии (рис. 3).

Зональность оруденения можно рассматривать как первично вертикальную, нарушенную последующими тектоническими движениями, превратившими массив в крутонаклоненную пластину:



По соотношению отдельных элементов в сырых рудах [72] может быть установлена как общая направленность в смене снизу (с запада) вверх (на восток) рудной «пачки» по изменению содержания хрома, алюминия, железа, магния, так и симметрия строения по отношению к среднему наиболее мощному рудному телу с самыми высокими содержаниями хромита:



Для хромшпинелидов отмечается та же закономерность, что и для руд платформенных интрузий: на периферии тел они более обогащены железом, а в центральных частях обеднены им.

В пределах Ревдинского и Первомайского месторождений разведаны согласные пластообразные залежи вкрапленных хромитов, многократно чередующиеся с серпентинизированными дунитами.

С позиции возможной первичной «стратиформности» хромитового оруденения совместно с С. В. Щербаковой были рассмотрены материалы по хромитоносному массиву Рай-Из (Полярный Урал).

Массив Рай-Из с этих позиций можно представить (с учетом материалов ГРП, А. И. Темникова, С. В. Москалевой) как наклоненную на восток «пластину», надвинутую вдоль мощной зоны меланжа на кристаллические сланцы. В пределах «пластины»,

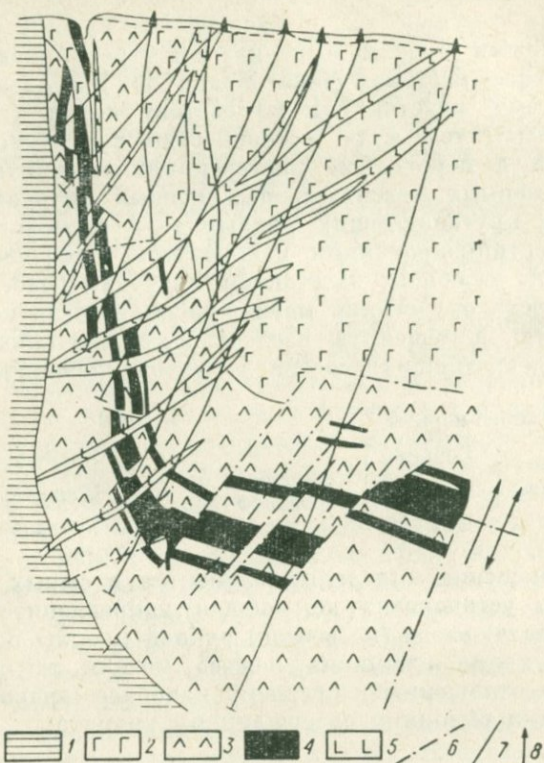


Рис. 3. Согласно расположению хромитовых залежей в Сарановском месторождении. Разрез по С. С. Зимину [72], Н. В. Павлову и И. В. Григорьевой.

1 — кристаллические сланцы; 2 — габбро и габбро-пориты; 3 — перидотиты; 4 — густовкрапленные и массивные хромитовые руды; 5 — жильные породы (габбро-диабазы, порфириты и др.); 6 — тектонические нарушения; 7 — скважины; 8 — векторы изменчивости минерализации.

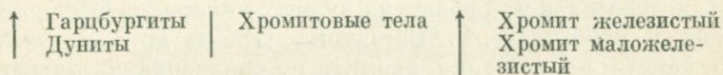
смятой в ряд пологих складок и нарушенной разрывами, отчетливо проявлены реликты «стратификации», выражающейся в закономерной смене пород с запада (от подошвы) к востоку (к кровле) в последовательности: дуниты — гарцбургиты — верлиты — пироксениты — амфиболовые габбро — габбро. Ритмы дуниты — гарцбургиты в западной части вследствие первичных особенностей строения складок повторяются неоднократно.

Установлено, что все основные хромитоносные тела, имеющие вид линз, жил, неправильных гнезд, «блоков», приурочены к одному из горизонтов дунитов, характерными особенностями ко-

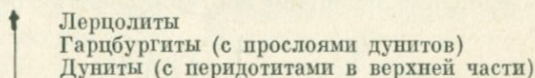
того являются крупно- и гигантокристаллическая структура и постепенный переход в гарцбургиты.

Последующие исследования С. В. Щербаковой выявили зональность «вкrest первичного расслоения массива», выражающуюся в отчетливом закономерном изменении состава хромшпинелида и оливина. В частности, для хромшпинелида отмечается уменьшение содержания железа и возрастание хрома по мере перехода из гарцбургитов с аксессуарным хромитом к дунитам с рудными телами.

В целом, зональность хромитовых месторождений массива Рай-Из может быть выражена рядом:



Наиболее сложный случай проявления фрагментов отмеченной общей зональности и закономерного расположения рудных тел в пределах определенных горизонтов выявляется в пределах Кемпирсайского массива, где сосредоточены уникальные по масштабам хромитовые тела. На возможность рассмотрения рудных тел как первично стратифицированных, приуроченных к одному горизонту мощностью около 100 м, впервые обратил внимание Л. А. Снятков. Детально изучив строение африканских расслоенных интрузий, используя материалы первичных документаций по Кемпирсайскому массиву и проведя тщательное дешифрирование аэрофотоснимков, он установил, что в трехчленном ритмичном строении Кемпирсайского массива



хромитовые тела приурочиваются к нижнему дунитовому горизонту и локализуются вблизи контакта дуниты—перидотиты.

Рассматривая многочисленные опубликованные данные по Кемпирсайскому массиву, в том числе касающиеся зональности оруденения, приходим к выводу о том, что с позиции первично согласного залегания рудных тел можно иначе объяснить многие особенности рудоносности этого массива. Главная и Восточная рудные зоны с залежами хромитов и крупнозернистых дунитов в перидотитах представлены при этом двумя крыльями брахиантиклинальной структуры с противоположно ориентированным, но относительно пологим падением, которые соединяются в северной части. В пределах рудных зон устанавливается многократное чередование согласных с рудными телами дунитов, энстатитов, гарцбургитов с подчиненной ролью верлитов и лерцолитов. Хромитовые залежи представляют собой серии сближенных пластовых тел, разделенных дунитами, местами секущие жиллообразные тела, иногда переходящие в согласные шпироподобные обособления.

В северной части массива в сводовой антиклинорной структуре обнажается второй хромитоносный горизонт, приуроченный к полосчатым гарцбургитам и содержащий более мелкие и относительно бедные по содержанию хромита рудные тела.

Первичный массив сложно дислоцирован и нарушен многочисленными разрывными нарушениями. Время активного развития таких массивов, как и расслоенных интрузий платформ, очень длительное. Для Урала геологические данные и определения абсолютного возраста пород устанавливают интервал развития порядка 200—300 млн. лет — от кембрия-ордовика до девона-карбона.

Последовательность развития рудных минералов была детально описана в работах А. Г. Бетехтина [184 и др.], отметившего более раннее образование хромита по сравнению с магнетитом, арсенидами, сульфидами железа, меди, никеля, свинца. В связи с этим упорядоченное расположение рудных элементов вкрест слоистости пород соответствует регрессивному ряду.

Проведенное рассмотрение хромитовых месторождений позволяет прийти к выводу о том, что в особенностях расположения тел по отношению к вмещающим породам между месторождениями раннемагматическими и позднемагматическими больше общего, чем ранее считалось. Многие тела позднемагматических месторождений могут быть рассмотрены как первично стратиформные, но в последующем осложненные процессами перекристаллизации, складчатостью и разрывными нарушениями. Зональность всех основных хромитовых месторождений может быть рассмотрена как первично вертикальная регрессивная со сменой

↑ Fe, (Ti)
Pt, Pd
Cr

Первичная зональность вследствие нарушенного залегания массивов может быть ориентирована в наблюдаемых в настоящее время телах по-разному: горизонтально, наклонно и т. д.

Ванадий-железо-титановые, ванадий-железо-медные и родственные им месторождения

Характерную группу эндогенных месторождений, тесно связанных с интрузивными породами основного состава, представляют месторождения с комплексным апатит-железо-титан-ванадий-медным оруденением. Многочисленные месторождения, относимые к этому типу, широко развиты на Урале, в Саянах и других типичных эвгеосинклинальных складчатых областях. В одних из них более полно проявляется железо-титановое оруденение (Кусинское, Маткальское на Урале; Лысанская группа

в Восточном Саяне и т. д.), в других наряду с железным и титановым проявляется медное оруденение (Волковское месторождение Урала); в третьих фиксируется относительно высокое содержание ванадия (Гусевогорское, Первоуральское месторождения Урала). Можно отметить, что при постоянно высоких содержаниях железа эти месторождения образуют сложные «изоморфные»

ряды $Ti \begin{cases} V \\ | \\ Cu \end{cases}$. Для них характерны близкие особенности зале-

гания: в виде пластовых субпараллельных тел, в первом приближении согласно залегающих с вмещающими габбро-периidotитами. В одних случаях вмещающие породы вместе с рудами образуют складчатые формы (Волковское месторождение) и тела представляются системами кулисообразных жил, в других располагаются полого, моноклиально [191]. Гидротермальные изменения проявляются в интенсивном развитии амфиболизации и биотитизации. При рассмотрении рудных тел этих месторождений как первично стратиформных залежей, позднее метаморфизованных, для всех месторождений выявляется общая прямая регрессивная первично вертикальная зональность, ориентированная вкрест «стратификации» вмещающих пород.

Наиболее полно эту зональность можно восстановить для Волковского месторождения, руды которого характеризуются повышенным содержанием практически всех компонентов этой изоморфной группы: Cu, Fe, Ti, V, PO_4 .

К. Д. Тимохов [191] и другие выявили для Волковского массива структуру типа антиклинальной складки, характеризующуюся сменой пород от «ядра» к периферии в последовательности: оливиновое и гиперстеновое габбро → пироксеновое габбро → кварцевые диориты, диориты. Руды приурочены к западному крылу складки и залегают в верхней части среди пироксенового габбро.

Вертикальную зональность оруденения можно рассматривать как зональность вкрест расслоенности («псевдостратификации») массива. В верхней части среди лабрадоровых габбро локализуются наиболее богатые медные сульфидные руды; ниже, среди пироксеновых битовнитовых габбро—железо-титановое оруденение. В свою очередь железо-титановое оруденение также делится на две зоны: нижнюю, максимально обогащенную железом, и верхнюю, более бедную им. Минеральный состав руд по вертикали качественно мало изменяется, однако при учете количественных соотношений первично вертикальная зональность вкрест первичной расслоенности проявляется отчетливо:

↑	Лабрадоровое габбро — Cu, (Fe, V)	(халькопирит, борнит, отчасти халькозин)
	Битовнитовое габбро — Fe, Ti, V, P_2O_5	(магнетит, титаномагнетит, ванадийсодержащий апатит)

Отчетливое замещение титаномагнетита борнитом, а последнего халькопиритом свидетельствует о нормальной регрессивной направленности процесса минералообразования.

Элементы этого же упорядоченного ряда и последовательность развития их во времени характерны и для других месторождений этого типа. Для Витимского месторождения Урала И. К. Латышем описана такая последовательность развития минералов: оливин → магнетит → ильменит → халькопирит и пирит.

На Маткальском месторождении (Урал) в разрезе рудоносной толщи снизу вверх проявлена ритмичная смена меланократовое — лейкократовое габбро, происходящая на общем фоне раскисления габбро снизу вверх. Послойные рудные тела в более нижней части титаномагнетитовые, выше — ильменитовые. Так же как и для хромитовых залежей, на фоне общей направленной смены оруденения отмечается симметричность: на периферии наиболее богатых титаном ильменитовых тел развиты титаномагнетитовые руды.

Ванадий в пределах рассматриваемых месторождений наиболее тесно связан с магнетитом и титаномагнетитом. Апатит образует устойчивый парагенезис с магнетитом и наиболее характерен для нижних частей рудных зон.

Особенности состава руд рассматриваемых месторождений, в частности количественные соотношения $Fe/Ti/P_2O_5/V_2O_5$ в рудах, как показал К. Д. Тимохов, находятся в прямой связи с расположением рудных тел в разрезе расслоенных интрузий, в составе которых он выделяет полный ряд дифференциации пород (табл. 3).

Таблица 3

Залегание рудных тел различных ванадий-железо-титано-(медных) месторождений Урала в расслоенных массивах габбро-перидотитов (по материалам К. Д. Тимохова)

Месторождения (по месту расположения рудных тел в разрезе)	Типовой разрез расслоенных интрузий Урала
Волковское Серебрянское Первоуральское Гусевское Северо-Качканарское Южно-Качканарское Косьвинский Камень	↑ Диориты, кварцевые диориты Габбро (биотитовое) Габбро (пироксеновое) Габбро (оливиновое, гиперстеновое) } Горблендиты, пироксениты Пироксеновые оливиниты Перидотиты

Соответственно Волковское месторождение, залегающее наиболее высоко в разрезе, максимально обогащено медью. Первоуральское и другие, локализующиеся в горблендитах, — железом, титаном; месторождение Косьвинский Камень при более низких в целом содержаниях рудных элементов относительно

обогащено титаном и фосфором (в качестве характерной для этого месторождения отмечается ассоциация апатита и титаномагнетита). Относительная роль ванадия закономерно возрастает вверх по разрезу.

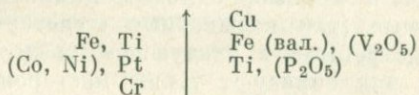
В целом, таким образом, смена состава руд в разрезе расчлененных интрузий снизу вверх отражает в более крупном масштабе те же закономерности, которые характерны и для отдельных рудных тел в пределах месторождений. Интересны новые представления о генезисе железо-титан-ванадий-медного оруденения и его связи с формированием пород габбровой формации.

Работами Н. М. Успенского, Г. М. Виноградской еще в 50-х годах в итоге изучения габброидов Тагило-Кушвинского и Первоуральского районов Урала были отмечены постепенные переходы от типично эффузивных излившихся пород — лавобрекчий основного состава — через так называемые кыштымиты к типичным габбро. Возникновение габбро и более поздних сиенитов, а также железо-титановых руд было предложено рассматривать в ходе единого метаморфически-метасоматического направленного процесса преобразования древней вулканогенной толщи основного состава с последовательным превращением ее сначала в габбро, а затем при выносе железа — в сиениты.

По мнению авторов, эти мало кем разделяемые представления об образовании габброидов хорошо объясняют их четкую псевдостратификацию, согласное расположение в них рудных залежей, природу первично вертикальной зональности оруденения.

Рассмотренные месторождения — типичные образования складчатых областей — позволяют проследить переход к апатитомагнетитовым месторождениям, формирующимся в платформенных условиях типа Кирунавара-Льюссавара, залегающих практически горизонтально, согласно с вулканогенными толщами. Эти месторождения в последние годы большинство исследователей рассматривают не как собственно магматические, а как вулканогенные, гидротермальные, стратиформные.

В целом для рассмотренной группы месторождений с преимущественно сидерофильной ассоциацией рудных элементов в разрезах вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород намечается единое упорядоченное расположение рудных элементов:



Для всех месторождений характерна прямая вертикальная регрессивная зональность.

Месторождения первой группы, несмотря на отнесение их в генетических классификациях к различным классам, проявляют много общего в геологических условиях формирования. Представления о внедрении расплавов и первичной кристаллизации

руд все более осложняются и дополняются важными новыми «детальями», свидетельствующими о длительности процесса их образования, важной роли процессов метаморфической дифференциации, метасоматизма, последовательной сегрегации руд, все большем значении явлений вулканизма в формировании руд.

Таким образом, рассмотренные месторождения, объединенные по геохимическому родству рудных элементов, представляют собой закономерную группу, обладающую многими общими чертами состава, строения и происхождения.

Зональность месторождений с ассоциациями сидеро-халькофильных рудных элементов (II группа)

Месторождения II группы с ассоциациями указанных выше рудных элементов связаны закономерными постепенными переходами с месторождениями I группы. Так, рассмотренные выше железо-титано-ванадиевые месторождения связаны, как уже отмечалось, переходами с медно-железо-титано-ванадиевыми месторождениями волковского типа, которые в связи с широким распространением минералов меди, строго говоря, следовало уже рассматривать как переходные к сидеро-халькофильной группе.

Не менее характерный ряд месторождений с постепенным изменением в составе руд от сидерофилов к халькофилам представляют колчеданные месторождения. Для них характерны ассоциации рудных элементов [Fe,(Sn),(Co),Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Te, Se] с закономерным изменением состава руд при переходе от серноколчеданных месторождений, сложенных сульфидами железа (пиритом и пирротином), к медноколчеданным, далее к медно-цинковым и затем к полиметаллическим с повышенным содержанием золота и серебра.

Серно-, медно- и полиметаллические колчеданные месторождения, широко распространенные практически во всех геосинклинальных складчатых областях, через промежуточные разновидности типа месторождений Филлизчай, Раммельсберг, залегающих в разрезе осадочно-терригенных пород с подчиненной ролью вулканитов, переходят в медные, свинцово-цинковые амагматичные низкотемпературные (так называемые «телетермальные») месторождения, рассмотренные в следующем разделе.

Характерный ряд образуют также месторождения с ассоциациями рудных элементов Fe, Mn, Zn, Pb, (Au, Ag) — месторождения «атасуйского типа», приуроченные к вулканогенно-кремнисто-карбонатным толщам. Одни месторождения более обогащены железом и марганцем, другие — медью, третьи — цинком и свинцом, четвертые — цинком, свинцом, серебром.

Здесь, так же как и в рассмотренных выше железорудных месторождениях, теряется грань между экзогенным и эндоген-

ным рудообразованием, намечается длительная история последовательного перерождения первично стратиформных вулканогенно-осадочных залежей руд — Fe, Mn, Cu, Zn, Pb — и образование позднее несогласных куполообразных тел барит-полиметаллического состава.

Интересную, по-видимому следующую, стадию преобразования руд — Fe, Mn, Cu, Zn, Pb — под влиянием внедрения интрузий можно наблюдать в пределах месторождения Франклин-Фернес (США) с уникальным парагенезисом скарновых минералов.

К сидеро-халькофильной группе относятся также многочисленные месторождения медно-никелевых руд.

Для месторождений II группы, так же как и I, характерны согласные с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами стратиформные рудные залежи с первично вертикальным главным вектором изменчивости минерализации, а для медно-никелевых руд также залежи, согласные с расслоенностью интрузий габбро-норитов и пироксенитов. Вместе с тем значительно шире, чем в I группе, развиты несогласные секущие жильные и штокообразные тела, представляющие собой характерные образования многих метаморфизованных колчеданных, медно-никелевых, железо-медно-полиметаллических скарновых месторождений.

Месторождения II группы — типичные образования ранних этапов развития эвгеосинклинальных зон, они возникают в осевых частях трогов или на их склонах. Медно-никелевые месторождения формируются в пределах щитов и платформ и приурочиваются к тем их зонам, которые испытывают тектоническую активизацию с образованием крупных синклинорных структур, выполненных мощными толщами основных вулканитов.

Несмотря на резкое различие истории геологического развития эвгеосинклинальных зон и зон интенсивного платформенного вулканизма, их объединяет сходный характер проявления вулканизма, связь с глубинными зонами разломов земной коры, широкое участие в формировании пород и руд мантийного материала. В этом отношении рассматриваемую группу месторождений, как и предыдущую, можно считать закономерной не только с геохимической точки зрения, но и с позиций различных аспектов их генезиса и геологических условий залегания.

Ниже подробнее рассмотрим зональность оруденения колчеданных и медно-никелевых месторождений, ряд из которых удалось посетить: медно-никелевые месторождения Кольского полуострова, колчеданные месторождения Алтая, Урала, Закавказья, Болгарии.

Медно-никелевые месторождения

По особенностям залегания рудных тел и связи оруденения с магматизмом среди указанных месторождений можно наметить два типа.

Первый — в мощных телах расслоенных основных интрузий — Мончегорский массив, лополит Седбери, Стиллоутер и др. Второй — в пределах вулканогенных толщ базальтового состава в связи с малыми послойными согласными телами интрузий — Печенгское, Норильское и другие месторождения.

Между указанными двумя типами намечаются переходы. Для месторождений первого типа наиболее характерны согласные пластовые залежи в донных частях интрузий; в месторождениях второй группы наряду с согласными залежами широко представлены жилы, пересекающие как интрузии, так и вмещающие породы.

В месторождениях первой группы донные залежи располагаются среди различных по составу пород — перидотитов, норитов, габбро и диоритов, но строго стратифицированно. Рудные пласты мощностью до 20—30 м прослеживаются на многие сотни метров по простиранию. Для согласных месторождений устанавливается зональность с вектором максимальной изменчивости в направлении, перпендикулярном к слоистости массива, проявляющейся как в смене пород, так и в структуре и составе оруденения.

В Мончегорске (рис. 4), например, можно наметить три различных по практической значимости рудоносных горизонта: верхний, представленный бедными вкрапленными рудами на участках Сопча и Нюд; средний, условно выделяемый по осевой плоскости зоны распространения жил в пределах Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), и нижний с вкрапленными рудами в донной части интрузии. Для придонных пластообразных рудных залежей характерно, что вкрапленное оруденение, относительно обогащенное никелем, располагается ниже мелкопрожилкового, более богатого медью, что позволяет рассматривать зональность оруденения как прямую со сменой

↑Cu
|Ni.

Для жильных тел, пересекающих расслоенные интрузии НКТ, опубликованных данных по зональности оруденения очень мало [58]. Полого- и крутопадающие жилы, прослеживающиеся по падению на 400—500 м, пересекают здесь различные слои интрузива, но выклиниваются на расстоянии 400—500 м от подошвы интрузии и донных вкрапленных руд. По данным Л. И. Гурской, суммировавшей по просьбе авторов имеющиеся по зональности материалы, признаки вертикальной зональности в рудных телах проявлены слабо. В частности, устанавливается, что центральные части жил (№ 36—18, 16, 50—19) сложены преимущественно пирротином и пентландитом, тогда как фланговые части жил и их более глубокие горизонты заметно обогащены медью. Еще далее на флангах жил халькопиритовая минерализация сменяется гидротермально измененными породами, содержащими сульфидную вкрапленность с мелкими зернами галенита и сфалерита.

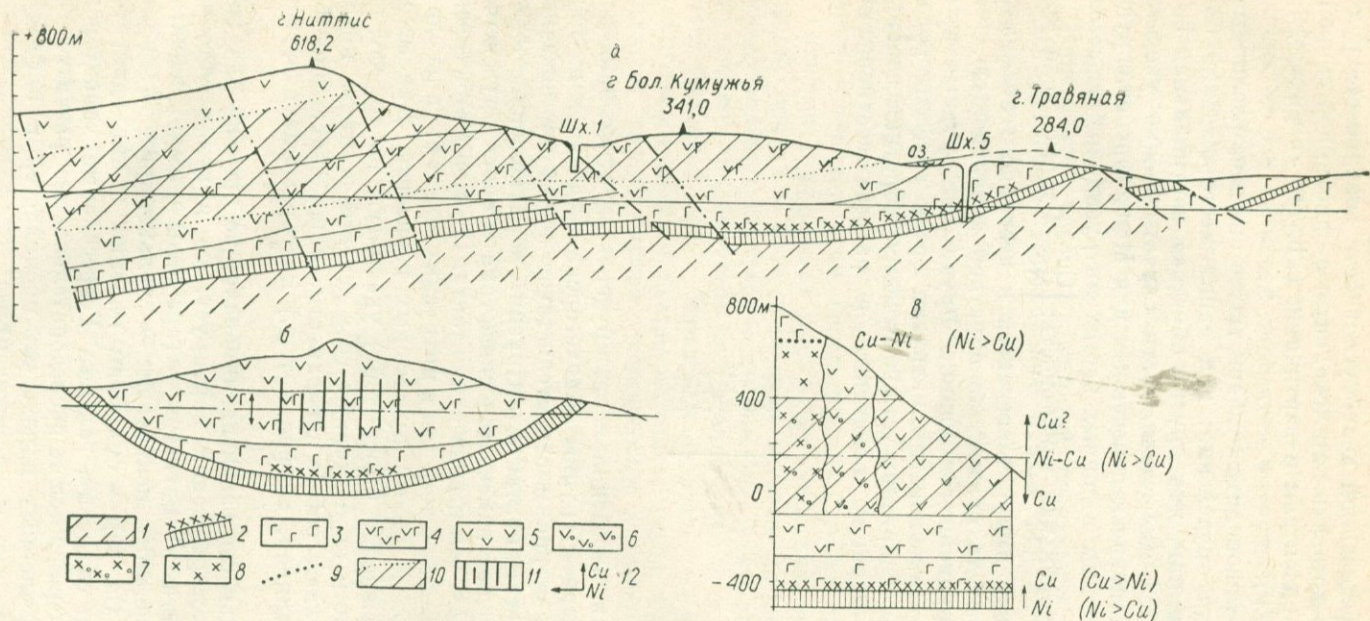


Рис. 4. Расположение рудных тел в Мончегорском расслоенном массиве.

а — продольный разрез; б — поперечный разрез; в — принципиальная схема строения массива и зональности оруденения (по материалам В. Н. Соколовой).

1 — гнейсы; 2 — основные породы зоны эндоконтакта с «донными» рудными залежами (нижний горизонт) и существенно медными прожилковыми рудами над ними; 3 — перидотиты; 4 — породы зоны перемежаемости пироксенитов, оливинных пироксенитов и медноперидотитов; 5 — пироксениты; 6 — полевошпатовые пироксениты; 7 — меланократовые и оливиновые нориты; 8 — нориты и габбро-нориты; 9 — верхний горизонт вмещающих руд; 10 — зона распространения жильных руд (продольная проекция); 11 — то же, поперечная проекция; 12 — векторы изменчивости минерализации.

В целом с определенной долей условности зональность рудных тел можно представить как чехольную с однотипной сменой оруденения по горизонтали и вертикали: $(Pb, Zn) \leftarrow Cu \leftarrow Ni$, $Cu \rightarrow Cu \rightarrow (Pb, Zn)$.

Для расслоенного лополита Седбери также описаны различные случаи зональности оруденения: для одних месторождений более характерна прямая, для других обратная вертикальная зональность [70, 123]. Сопоставляя эти случаи, можно увидеть закономерности, близкие к отмеченным для Мончегорска: в рудных телах, залегающих в донных частях интрузий, наблюдается чаще прямая вертикальная зональность: $\begin{matrix} \uparrow Cu \\ Ni \end{matrix}$. Рудные тела месторождения Харди, приурочивающиеся к небольшим апофизам интрузий, обладают то прямой, то обратной зональностью.

В пределах крупнейшего рудника Фруд-Стоби, рудные тела которого залегают в основании интрузии среди апофизы рудоносных кварцевых диоритов, устанавливается обратная зональность по закономерному изменению в разрезе соотношения $Cu/(Ni + Cu)$:

↓ 0,43
0,50
0,52
0,63
0,87

Можно считать, что зональность оруденения, отмеченная для месторождений первой группы (Мончегорска, Седбери и им аналогичных), закономерна и свидетельствует о важном значении нижней поверхности контакта интрузий, по отношению к которой в ряде случаев намечается симметрия в смене оруденения $Ni \rightarrow Cu$ как вверх, так и вниз от контакта. Пример Мончегорска свидетельствует также о том, что в интрузиях может быть не один, а два-три (возможно более) рудоносных горизонта. Данные по Седбери (месторождение Фруд-Стоби) указывают на то, что подобные поверхности не повторяют всех деталей контакта интрузий, а представляют собой поверхности, лишь обобщенно (без учета мелких заливов, апофиз и т. д.) повторяющие очертание интрузии.

Последовательность развития минералов во времени для всей этой группы месторождений варьирует, но в целом устойчив ряд титаномагнетит \rightarrow магнетит \rightarrow (арсениды никеля, кобальта, платины) \rightarrow пирротин, пентландит \rightarrow халькопирит и платиноиды (Pd, Pt, Os, Ir) \rightarrow сульфиды платины и палладия, теллуриды висмута, сфалерит, галенит. Регрессивный характер зональности подтверждается и последовательностью развития гидротермально измененных пород, что проявляется в амфиболизации, скарнировании и хлоритизации.

Таким образом, зональность медно-никелевых месторождений этого типа может быть рассмотрена как первично вертикальная, регрессивная, преимущественно прямая, в ряде случаев симметричная по отношению к контактам интрузий или главным рудоносным горизонтам, прямая в верхней и обратная в нижней экзоконтактовой части.

Во многом аналогичные закономерности зональности оруденения устанавливаются для месторождений второй группы, залегающих в мелких телах ультраосновных пород среди вулканических покровов.

Наибольшее число публикаций посвящено анализу зональности оруденения Норильского района [49, 180]. Установлено, что основной вектор изменчивости оруденения ориентирован здесь перпендикулярно к контактам пластовых дифференцированных габбро-долеритовых интрузий, полого (под углом 5—10°) секущих траппы и песчано-аргиллитовые угленосные толщи.

Для интрузий характерна расслоенность с чередованием пород снизу вверх от более основных дифференциатов — пикритовых долеритов — до более кислых габбро-диоритов.

Основное оруденение приурочено к подошвенным частям интрузий, причем с повышенной мощностью рудных тел в местах мутьобразных прогибов и воронок в подошве интрузивов. Оруденение локализуется как в эндо-, так и в экзоконтактовых зонах массивов среди биотитизированных, хлоритизированных, альбитизированных и скарнированных пород. Рудные тела представлены вкрапленными, массивными и брекчиевыми рудами в эндоконтактовых и прожилково-вкрапленными в экзоконтактовых зонах интрузий. Характерна обратная регрессивная вертикальная зональность: по мере удаления от интрузии в подстилающие породы происходит смена оруденения с последовательным возрастанием роли меди. Ниже зональность этого типа проиллюстрирована на примере месторождения Норильск-I.

↓	Fe, Ni, Cu (пирротин, халькопирит, пентландит)
	Ni, Cu (пентландит, халькопирит)
	Cu, (Ni) (халькопирит, миллерит)
↓	Cu, (Fe) (халькопирит, пирит)

Такая же направленность в смене оруденения происходит, как отметил А. П. Лихачев [109], и в горизонтальном направлении по мере удаления от интрузий. Так, отношение Cu/Ni последовательно меняется от 1/7, 3/5 до 7/9 в жильных халькопиритовых рудах на флангах.

Близкая зональность установлена и для руд Талнахского месторождения [12, 62, 186], приуроченного к подошве практически горизонтальной (угол падения 5—10°) пластообразной дифференцированной интрузии:

↑ Лейкократовое габбро

Габбро, долериты, кварц-содержащие долериты

Долериты оливковые и безоливиновые

Оливковые долериты

Пикритовые долериты, оливиниты, трактолиты

Контактные разности

Песчаники, алевролиты, аргиллиты

Fe, Ni, Cu (пирротиновые руды с пентландитом и халькопиритом)

Cu, Fe (халькопиритовые с пирротином руды)

Cu, (Ni) (борнит-халькопиритовые руды с миллеритом, иногда минералами платины, золота, серебра)

(Fe) (пиритовая вкрапленность)

В небольших телах, приуроченных к кровле интрузий, например в Октябрьском месторождении, та же направленность в смене минерализации устанавливается в нормальной прямой последовательности: снизу вверх от более богатых никелем руд к рудам, обогащенным медью.

Таким образом, в пределах Норильской группы месторождений намечается симметричная вертикальная зональность: прямая для тел, расположенных в дифференцированных интрузиях и над ними, и обратная для тел, залегающих ниже, в экзоконтакте, что соответствует отмеченным выше общим закономерностям зонального строения стратиформных месторождений.

Зональность оруденения этого типа изучена также Г. И. Горбуновым [52], И. В. Ляхницкой [413] и другими в медно-никелевых месторождениях Печенгского района, в пределах которого оруденение связано с телами, согласными с габбро-пироксенит-перидотитовыми интрузиями, приуроченными к маломощной толще филлитовидных сланцев среди мощных покровов диабазов. Руды, образующие жилы, линзы, имеют здесь как согласное, так и секущее положение по отношению к интрузивам и вмещающим лапцам.

В никеленосных массивах Печенги, по данным И. В. Ляхницкой [413], можно наметить два масштаба зональности. Наиболее общая проявляется в пределах дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий и заключается в смене снизу вверх:

Габбро

Пироксениты
Перидотиты



Cu, Fe (халькопирит, пирит-рассеянная вкрапленность)

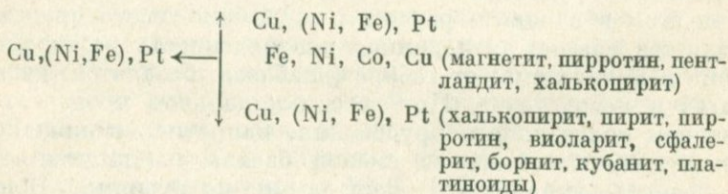
Ti, Fe (титаномагнетит)

Cu, Ni, Fe (халькопирит, пентландит)

В целом характерна приуроченность основных рудных тел (месторождения Каула, Мирона, Камикиви, Ждановское и др.) к лежащему боку серпентинизированных интрузий. В подошве массивов залегают жильобразные тела, далеко выходящие за пределы интрузий во вмещающие породы. Этот ряд закономерен и подтверждает обычные взаимоотношения медно-никелевого, титаномагнетитового и медного оруденения в вертикальном зональном ряду.

Зональность второго масштаба проявляется в пределах самих рудных тел с медно-никелевой минерализацией. Здесь происходит смена богатых никелем брекчиевых и массивных руд, располагающихся в приподошвенной части интрузий, более бедными никелем, но обогащенными медью прожилковыми и вкрапленными рудами на флангах; далее распространяется рассеянная вкрапленность магнетита и сульфидов железа.

Учитывая приуроченность минералов платины к богатым медью рудам и характерность магнетита только для руд в серпентинизированных перидотитах внешних зон, зональность оруденения можно рассматривать как регрессивную симметричную (прямую и обратную расходящуюся):



Таким образом, в целом ряд упорядоченного расположения рудных элементов, имея в виду относительные содержания для медно-никелевых месторождений, может быть представлен по главным рудным элементам: Ni \rightarrow Cu — с учетом характерных элементов минералов-спутников, а также элементов-примесей: (Ti), Fe, Ni, Co, Pt \rightarrow Cu, (Zn, Pb), Pt, Pd, Ni, (Se, Te), (Au, Ag).

Наиболее сложный состав характерен для зон, обогащенных медью; в их пределах локализуется разнообразная минерализация конечных стадий процесса.

О. Е. Юшко-Захарова [226], детально изучавшая распределение элементов группы платины (Pt, Pd, Os, Ir, Po) в рудах медно-никелевых месторождений, установила ряд важных закономерностей: 1) в рудах медно-никелевых месторождений в отличие от хромитовых и титаномагнетитовых палладий всегда преобладает над платиной; 2) содержание элементов платиновой группы прямо пропорционально содержанию в рудах меди; 3) относительные содержания платины при этом выше в пирротиновых рудах, а палладия — в халькопиритовых; 4) во времени образование интерметаллических соединений, содержащих

металлы группы платины, предшествовало возникновению сульфидов, висмутидов и висмутотеллуридов платины и палладия.

Эти закономерности дополняют важными деталями намеченную общую зональность медно-никелевых месторождений.

Серно-, медно- и полиметаллические колчеданные месторождения

Колчеданные месторождения, относимые обычно к группе среднетемпературных вулканогенных, имеют много общего в составе руд и зональности с охарактеризованными выше согласными сульфидными залежами медно-никелевых руд.

В пределах Печенгского района, Ветреного пояса Карелии и ряда других областей устанавливается совместное развитие в единых вулканогенных структурах колчеданного (непромышленного) и медно-никелевого оруденения. Для районов Ветреного пояса А. В. Синицыным и другими отмечена тесная связь колчеданного и медно-никелевого оруденения. Переход рудной зоны из вулканитов в ультраосновную интрузию может при этом сопровождаться увеличением в составе руд роли никеля и сменой колчеданного оруденения медно-никелевым.

При этом в варианте развития медно-никелевого оруденения проявляется обычно антидромная направленность развития вулканизма и магматизма: от габбро (диабазов, базальтов) до пироксенитов и перидотитов. При геосинклинальном процессе с образованием колчеданного оруденения, напротив, типична гомодромная направленность со сменой базальты (спилиты)—андезиты—дациты—липариты с дацитовыми интрузиями. В связи с этим, несмотря на родство рассматриваемых типов месторождений, их наиболее характерные представители обычно разобщены: для геосинклиналей характерны медные колчеданные месторождения (Урал) при полном отсутствии медно-никелевых; для платформ, напротив, медно-никелевые (Сибирь) при отсутствии колчеданных. В районах, претерпевших геосинклинальное и платформенное развитие или развивавшихся в параплатформенных условиях, они могут совмещаться (Карелия, Кольский полуостров).

Зональности колчеданных месторождений, так же как и вопросам их генезиса, посвящена обширная литература. Детальная сводка по зональности колчеданных месторождений составлена В. П. Логиновым [110]. Указанным автором выделены и охарактеризованы следующие типы зональности колчеданных месторождений: 1) асимметричная поперечная вертикальная зональность в пологолежащих колчеданных залежах (Урупское, Худесское месторождения Кавказа, им. XIX партсъезда на Южном Урале); 2) асимметричная поперечная зональность в крутопадающих колчеданных залежах с вероятно опрокинутым залеганием (месторождения Раммельсберг в Гарце, Дегтарское

на Урале); 3) асимметричная вертикальная зональность по падению и симметричная горизонтальная зональность по простиранию и вкрест простирания в колчеданных месторождениях с крутопадающими рудными телами (Кабанское и Заводское на Урале) и 4) пример зональности наклонного рудного тела и вмещающих его пород на Сибайском месторождении (Южный Урал).

Наличие этой полной обобщающей работы упростило задачу настоящего раздела — дать характеристику упорядоченного расположения руд в колчеданных месторождениях и особенностей пространственно-временной структуры зональности.

Так, рассматривая зональность различных колчеданных месторождений, В. П. Логинов справедливо подчеркивает, что «в пластообразных колчеданных залежах, обладавших первично пологим (или даже горизонтальным) залеганием, возникала, как правило, вертикальная зональность по направлению от их лежачего бока к висячему, т. е. поперек залежей. . .» [110, с. 10], и далее: «пологозалегая зональная колчеданная залежь, возникшая в сравнительно древних горных породах, могла подвергнуться позднему складкообразованию и приобрести крутонаклонное, вертикальное и даже опрокинутое залегание. . .». Однако пространственное отношение зональности к первичным контурам дислоцированной рудной залежи оставалось и после складкообразования существенно неизменным, и это обстоятельство позволяет распознавать в некоторых крутопадающих рудных телах тот тип эндогенной зональности, который характерен для пологих колчеданных залежей.

К сожалению, В. П. Логинов не ссылается при составлении сводки на опубликованные в 1969—1973 гг. работы А. Н. Кена, В. И. Васильева (82, 83, 84), А. В. Табатчикова, Г. В. Цинцадзе и ряда других исследователей, в которых процитированные положения о первично асимметричной вертикальной зональности в колчеданных залежах, о последующих нарушениях их залегания при складчатости и проявлении в результате этого то «прямой», то «обратной» зональности рудных тел и месторождений рассмотрены, по мнению авторов, наиболее полно, в виде целостной концепции зональности колчеданных и многих родственных им стратиформных месторождений.

В связи с этим и ряд примеров зональности колчеданных месторождений, например Николаевского месторождения Алтая, охарактеризованы, по нашему мнению, неточно, исходя из ошибочной схемы П. Ф. Иванкина, представляющего это месторождение как однокорневой пучок рудных тел [6]. Этот исследователь рассматривал рудное тело Николаевского месторождения не как деформированную складчатую залежь, а как послескладчатое тело, зональность которого определяется разломами. Посещение в различные годы многих колчеданных месторождений Алтая (Зыряновского, Белоусовского, Березовского, Николаевского, Орловского, Лениногорского), Урала (Пышминского,

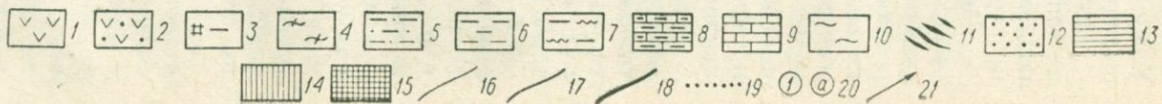
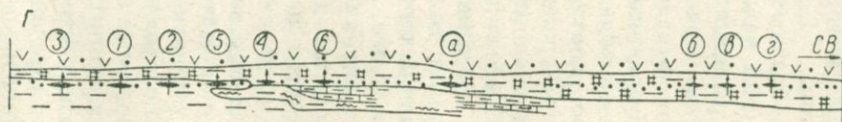
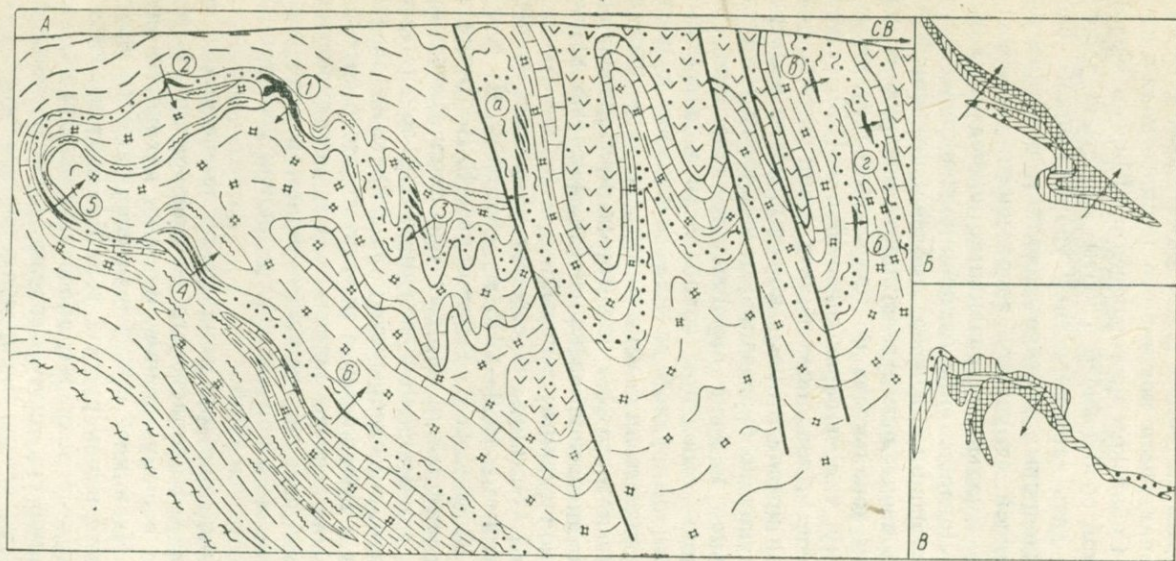


Рис. 5. Разрезы Белоусовского месторождения Алтая, иллюстрирующие закономерности первичного расположения рудных тел и их зональность, по А. Н. Кену и В. И. Васильеву [83].

А — расположение рудных тел ($1-6, a-b$) в крыльях опрокинутых складок; В — зональность пятого рудного тела; В — зональность первого рудного тела; Г — палеогеологический разрез, иллюстрирующий расположение первичных согласных горизонтально залегающих рудных тел в пределах единого рудоносного уровня с интервалом 250—500 м между телами; рудоносный «уровень» под острым углом пересекает вулканогенноосадочные толща.

1 — лавы порфиритов и диабазов (D_1mprb); 2 — туфы порфиритов и диабазов (D_2pbrb); 3 — лавы и туфы альбитизированных лаваритов (D_3gv-D_3gr); 4 — кристаллические сланцы; 5 — песчано-глинистые сланцы (D_4eoz); 6 — глинистые сланцы (D_4gush); 7 — углистые сланцы (D_4gush); 8 — карбонатные сланцы (D_4gush); 9 — известняки (D_4gv-D_4gr); 10 — рассланцованные гидротермально измененные породы; 11 — рудные тела; 12—15 — типы руд (12 — сернокислотные, 13 — меткопалачевые, 14 — медно-цинковые, 15 — полиметаллические); 16 — границы слоев и плачек; 17 — границы свит; 18 — разрывные нарушения; 19 — рудоносный уровень; 20 — номера рудных тел; 21 — направление прямой вертикальной зональности.

4*

Дегтярского), Болгарии (Бургасского рудного района) убедило авторов в правильности основных положений зональной концепции А. Н. Кена и В. И. Васильева.

Ниже перечислены главные особенности зонального строения колчеданных месторождений (рис. 5), рассматриваемых как стратиформные, эпигенетические по отношению к вулканогенно-осадочным толщам, вмещающим эндогенные по своей природе образования [82—84].

1. Зональность оруденения проявляется в разных масштабах и отражает единую тенденцию в смене руд: $Fe \rightarrow Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Au, Ag$.

2. В пределах рудных полей по мере приближения к палеоподнятиям происходит фациальное изменение разреза вмещающих вулканогенно-осадочных пород в сторону все большего возрастания роли кислого магматизма и увеличения в составе руд полиметаллов, т. е. элементов конечных членов зонального ряда.

3. В рудных телах наблюдается зональность вкрест первичного напластования пород. Эта первичная зональность сохраняется даже в существенно метаморфизованных телах, находящихся в опрокинутом залегании (Белоусовское, Зырянское и другие месторождения).

4. Рудные тела с указанной зональностью располагаются в пределах закономерной поверхности, названной А. Н. Кеном рудоносной. Рудоносная поверхность в первом приближении согласна с напластованием пород. Однако при прослеживании на значительном расстоянии по простиранию устанавливается, что она сечет под углом $10-15^\circ$ первичное напластование. Этот угол фиксирует естественный наклон пластов пород в первичных бассейнах седиментации.

5. Первичные рудные тела представляли собой лентообразные залежи, расположенные в пределах рудоносной поверхности на определенном расстоянии друг от друга. В одних случаях это расстояние («шаг») равно 400—500 м (Белоусовское месторождение), в других может составлять 1000 м и более.

6. Ориентировка рудных лент в плане определяется расположением месторождений

по отношению к палеоподнятиям, бортам трогов и т. д. При этом могут проявляться одна или две системы рудоконтролирующих трещин: первично-радиальные и концентрические по отношению к палеоподнятиям; поперечные или продольные по отношению к бортам трогов. Из-за больших размеров палеоподнятий фрагменты этих рудоконтролирующих структур в пределах месторождений представляются как две взаимно перпендикулярные параллельные системы. Пересечение их определяет размещение наиболее богатых рудных тел.

7. Морфология рудных тел в первом приближении лентовидная, согласная с напластованием пород, но в деталях может обнаруживаться несогласное расположение и переходы к секущим жильным телам. Последние особенно характерны для нижней подошвенной части стратиформных залежей, где минерализация контролируется системами рудоподводящих каналов.

Рудные тела различного состава (существенно пиритовые, медные, цинковые, полиметаллические), располагающиеся, как отмечалось выше, в пределах рудоносной поверхности под углом 5—10° к первичному напластованию пород, оказываются при прослеживании их по латерали приуроченными к различным стратиграфическим горизонтам.

При одновременности образования различных типов оруденения серноколчеданные залежи, характерные для наиболее удаленных от поднятий участков, оказываются в более высоких частях стратиграфического разреза, медноколчеданные локализируются ниже по разрезу, а полиметаллические — в еще более глубоких частях.

Перечисленные выше и вытекающие из них другие положения, в частности об асимметричном развитии (преимущественно в подстилающих породах) гидротермальных изменений, о возможности метаморфизма руд при последующем складкообразовании и внедрении интрузий, а также ряд других, определяют возможность применения нового метода поисков слепых тел, разработанного А. Н. Кеном.

Эту же закономерность в смене оруденения: Fe → Cu → Zn, Pb, (Au, Ag) — в масштабе зон, рудных полей, но трактуемую с иных генетических позиций (с позиций связи различных типов оруденения с различными фациями вулканитов) описывали М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов и многие другие.

М. Б. Бородаевская в ряде публикаций подчеркнула связь пиритовых и пирит-сфалеритовых месторождений с зонами развития контрастных базальт-липаритовых вулканитов, а халькопирит-сфалеритовых — с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитово-магнетитовой формацией. С. Н. Иванов и С. А. Рокачев охарактеризовали локальную концентрическую зональность, характерную для колчеданных месторождений, со сменой зон: кварц-серцит-пиритовая (центральная) — (пирротип-магнетитовая) — пиритовая — халькопиритовая — сфалеритовая — галенитовая — баритовая.

Последовательность развития минеральных парагенезисов (пород, руд), минералов, определяющая возникновение максимумов концентраций тех или иных элементов в процессе рудообразования, в соответствии с данными практически всех исследователей колчеданных месторождений — регрессивная. Современные представления о генезисе колчеданных месторождений изложены в публикациях В. И. Смирнова [176].

В предрудный этап в ходе развития региональной пропилитизации и локальных участков практически безрудных кварцсерицитовых, монокварцевых метасоматитов проявляется ранняя прогрессивная часть процесса.

В рудный этап последовательность выделения отдельных минералов, например пирит—пирротин, халькопирит, борнит и др., варьирует в зависимости от изменения щелочности—кислотности, режима серы—кислорода и других физико-химических параметров системы рудообразования. Однако в целом по максимумам выделения рудных минералов сохраняется такой ряд последовательности их проявления: основная масса серноколчеданных руд, позднее медных, медно-цинковых и, наконец, полиметаллических с баритом, золотом, теллуридами, т. е. Fe (пирит, марказит, пирротин, магнетит) → Cu (борнит, халькопирит, блеклые руды) → Zn (сфалерит) → Pb (галенит) → Au, Te, Ag, Fe и др., теллуриды золота, самородное серебро, барит, окислы и гидрокислы железа и марганца.

Гидротермально измененные породы колчеданных месторождений изменяются от типичных пропилитов, сопровождающих серноколчеданные руды, к вторичным кварцитам и березитам, сопутствующим барит-полиметаллическим рудным телам.

Все перечисленное выше дает основание заключить, что для раннегеосинклинальных доскладчатых колчеданных месторождений основной вектор изменчивости минерализации ориентирован по мощности залежей, примерно перпендикулярно к напластованию пород. В целом зональность таких колчеданных месторождений можно рассматривать как первично вертикальную прямую, регрессивную.

Примеры осложнения этой первично вертикальной зональности выше уже приводились (гл. 1). На рис. 6 изображено строение Дегтярского месторождения, рудная залежь которого залегает в опрокинутом на запад крыле складки и обладает признаками обратной вертикальной зональности.

Характеризуя структуру зональности колчеданных месторождений, интересно обратить внимание на два момента.

Во-первых, на фоне в целом асимметричной однонаправлен-

ной зональности оруденения

↑Pb
Zn
Cu
Fe

намечается симметрия, проявляющаяся, в частности, в появлении в самых верхних зонах

барита в ассоциации с гематитом и окислами марганца, а также в ряде случаев «второго горизонта» медных руд выше свинцово-цинковых. Такой случай охарактеризован, в частности, для

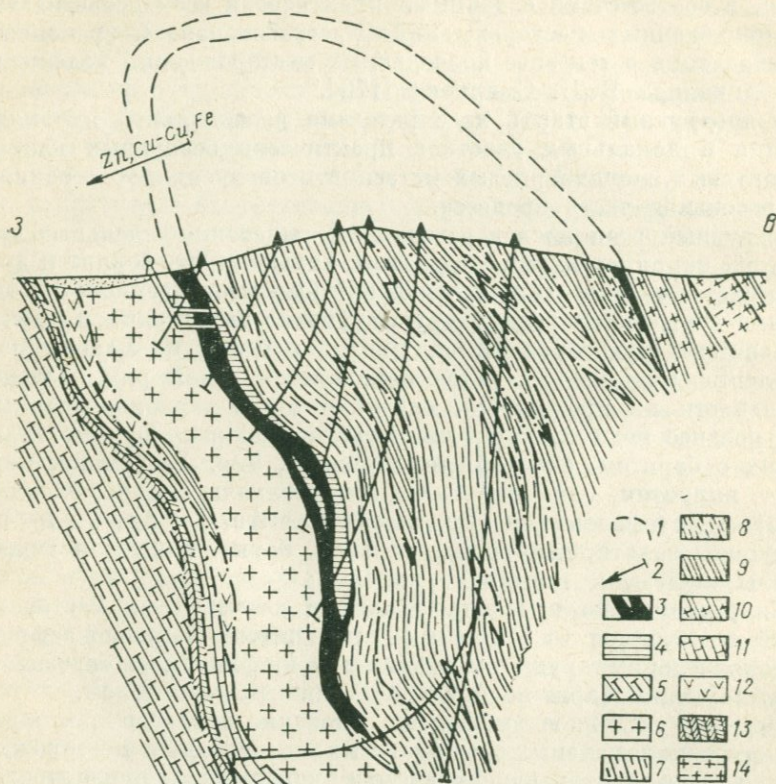


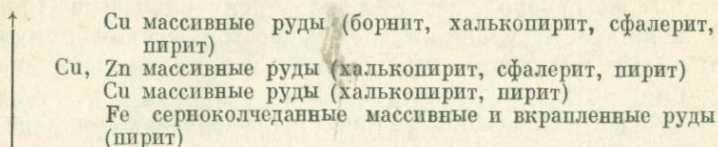
Рис. 6. Геологический разрез Дегтярского месторождения (по В. П. Логинову [110], схема расположения рудного тела в крыле опрокинутой складки и зональность оруденения (по Э. И. Кутыреву).

1 — предполагаемая эродированная часть рудного тела; 2 — вектор изменчивости минерализации; 3 — медноколчеданная руда; 4 — серноколчеданная руда; 5 — рассланцованные эпидотизированные порфириды; 6 — рассланцованные кварцевые альбитофиры; 7 — кварц-серicitовые сланцы; 8 — серицитовые сланцы; 9 — кварц-хлорит-эпидотовые известняки; 10 — рассланцованные альбитофиры и порфириды; 11 — мраморизованные известняки; 13 — кварц-графит-хлоритовые сланцы; 14 — гранит-порфиры.

колчеданных месторождений Э. И. Кутыревым. Это позволяет, как и в рассмотренных выше случаях медно-никелевого оруденения, наметить плоскость симметрии, вверх и вниз от которой с разной представительностью, в различных минеральных формах выделения следуют медь и железо:

Второстепенные	↓	Fe, Mn
		Cu
		Zn, Pb
Главные	↑	Cu
		Fe

Этот же структурный мотив с симметрией в осевой плоскости можно наметить и по работам В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой для Урупского месторождения Кавказа [178]:



Во-вторых, в ряде случаев самостоятельные колчеданные залежи различного состава — серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинковые, полиметаллические — сближены и представляют собой эшелонированные тела, параллельно располагающиеся в разрезе. Такой пример параллельного расположения серных, медных и медно-цинковых рудных тел описан А. В. Пеком [156], например, для месторождения Левиха на Урале. Можно предполагать, что в этом случае, как и в других отмечавшихся авторами ранее для хромитовых, платиновых, титаномагнетитовых, медно-никелевых месторождений, возможно одновременное образование руд вдоль не одной, а разных рудоопределяющих поверхностей, располагающихся на различных стратиграфических уровнях.

Широта проявления стратиформных колчеданных месторождений, обладающих сходной зональностью, наличие переходных между серно-, медно- и полиметаллически-колчеданными типами месторождений, закономерное все большее обогащение руд полиметаллами по мере последовательного раскисления продуктов вулканизма по направлению от осевых частей эвгеосинклинальных зон к их бортам (палеоподнятиям) позволяют рассматривать всю группу колчеданных месторождений как единый изоморфный ряд рудных формаций (основные подчеркнуты): серноколчеданные ↔ медноколчеданные ↔ медно-цинковоколчеданные ↔ колчеданно-полиметаллические ↔ колчеданно-барит-золотополиметаллические. В различных регионах максимальное развитие получают те или иные члены этого изоморфного ряда: на Урале — начальные, на Кавказе — начальные — средние, на Рудном Алтае — конечные.

Разнообразие минерального состава различных колчеданных месторождений, присутствие повышенных содержаний в рудах одних месторождений — молибдена, других олова, третьих кобальта позволяют наметить различные варианты упорядоченного расположения рудных элементов. Так, в месторождениях с повышенным содержанием кобальта, отчасти никеля (Пышминское, Ключевское на Урале, Раммельсберг в Гарце, Оутокумпу в Финляндии, Боудвин-Майн в Бирме), максимальные его концентрации оказываются в пиритовой зоне (кобальтоносный пирит, реже линнеит, кобальтин, миллерит, зигенит, пентландит).

Месторождения Оутокумпа, Пышминско-Ключевской группы, в рудных полях которых проявляются серпентинизированные гипербазиты, а в составе руд присутствуют медь и никель, образуют тот же переход, который мы фиксировали выше при описании зональности медно-никелевых месторождений, приуроченных к малым интрузиям гипербазитов в вулканогенных толщах (II группа).

В колчеданных месторождениях повышенные содержания молибдена (месторождения Северного Кавказа, Болгарии — Маджарово) приурочены к серноколчеданному типу руд. Повышенные концентрации олова (касситерита), установленные для ряда колчеданных месторождений Австралии (Маунт-Бишоф и др.), Канады (Сулливан), СССР (Бурятия, Приладожья), месторождений Рудных гор (ГДР), позволяют отметить приуроченность оловянной минерализации также к пиритовой зоне [10]. Однако Р. Малган для колчеданного месторождения Кенно-Хилл (Канада) отметил повышенные содержания олова (до 0,9%) в всячем боку залежи среди цинковых руд.

Золото — характерный элемент колчеданных месторождений — образует повышенные концентрации в двух рудных зонах: в серно- и медноколчеданных месторождениях самородное золото наиболее тесно ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, сульфидами меди, что намечает переход от медноколчеданных к самостоятельному типу золото-медных жил, широко распространенных, например, в докембрийских зеленокаменных толщах Канады.

Золото совместно с серебром, теллуридами золота (калаверитом, алтаитом) и серебра (гесситом) характерно также для верхних барит-полиметаллических зон свинцово-цинковых колчеданных месторождений. По мере перехода от стратиформных к несогласным жильным месторождениям намечается смена типов руд от колчеданно-полиметаллических к типичным золото-серебряным близповерхностным. Такие переходы в аспекте исторического развития вулканогенных зон ранее были охарактеризованы М. М. Василевским [26].

При наличии в месторождениях и медного, и полиметаллического оруденения повышенные концентрации золота фиксируются обычно в одной зоне, главной для данного месторождения — медной или барит-полиметаллической.

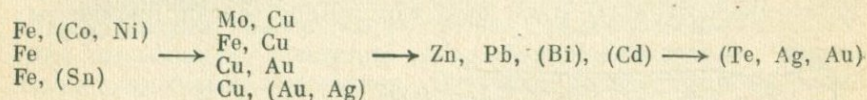
Характерную группу месторождений с отчетливой первично вертикальной зональностью представляют миоценовые колчеданные залежи типа Куроко (Япония). Золото-серебряное оруденение приурочено здесь к всяческому боку массивных «черных» руд («куроко»), ниже которых располагается зона «желтых» медных руд с пиритом («око»), подстилаемая мощной зоной окварцованных пород с вкрапленностью халькопирита и пирита [177].

Для некоторых медно- и полиметаллически-колчеданных месторождений, например Орловского на Рудном Алтае, отмечено присутствие минералов висмута: самородного висмута, висмутина,

теллурувисмутита. Подобно золоту, намечаются две ассоциации висмута: с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом (первая) и с молибденитом (вторая).

Кадмий и германий — характерные элементы-примеси в сфалерите колчеданных месторождений. Соответственно максимальное содержание этих элементов наблюдается в рудах полиметаллической зоны.

Суммируя все приведенные данные, ряд упорядоченного расположения рудных элементов колчеданных месторождений можно представить следующим образом:



В отдельных месторождениях проявляются фрагменты этого ряда.

Железо-марганцево-полиметаллические месторождения «атасуйского типа»

Значительный интерес с точки зрения изучения зональности представляют месторождения так называемого «атасуйского» типа (Казахстан) с ассоциацией рудных элементов Fe, Mn, (Cu), Zn, Pb, детально изученные в последние годы Г. Н. Щербой, Н. М. Митряевой, А. А. Рожновым, В. В. Калининим и другими [43, 222].

По данным Г. Н. Щербы, они «представляют собой линзо- и пластообразные пространственно сближенные скопления синхронных седиментных железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд в переслаивающихся аргиллитно-кремнисто-известковых пачках с вулканитами, часто с наложенным гидротермально-метасоматическим медно-цинково-свинцово-баритовым оруденением, уходящим своими корнями в нижележащие породы» [222, с. 187]. В целом характерно залегание руд в ритмичных вулканогенно-осадочных толщах со сменой основных вулканитов (спилиты, андезитовые и диабазовые порфириды) кремнистыми и углисто-кремнистыми и (выше) углисто-карбонатными осадками.

Для рассматриваемых нами вопросов важно подчеркнуть следующие положения, отмеченные указанными выше исследователями.

1. Тесная ассоциация минералов марганца и железа, образующих следующие наиболее распространенные парагенезисы: гематит-магнетит-браунит и гематит-псиломелан-пиролозит-франклинит. Нехарактерность меди в случае развития в рудах ассоциации железа, марганец, цинк, свинец, непосредственный переход от железа, марганца к цинку, свинцу, барию, образующих парагенезисы: сфалерит — пирит — мельникит, сфалерит — пирит — галенит — марказит, барит — галенит — сфалерит.

2. Отчетливо проявленная вертикальная зональность в распределении руд. Наиболее контрастна смена оруденения в разрезе: на фоне сложной ритмичности (до 10—12 ритмов) осадочно-вулканогенных пород проявляются многократно чередующиеся пластообразные залежи железных, железо-марганцевых, цинковых и свинцово-цинково-баритовых руд. При этом наблюдаются случаи как симметричной (рис. 7), так и однонаправленной зональности. Однако снизу вверх по разрезу последовательно преобладают прослойки железных, затем марганцевых, еще выше цинковых и, наконец, свинцово-цинковых руд. Железные (гематито-магнетитовые) руды залегают обычно среди кремнистых

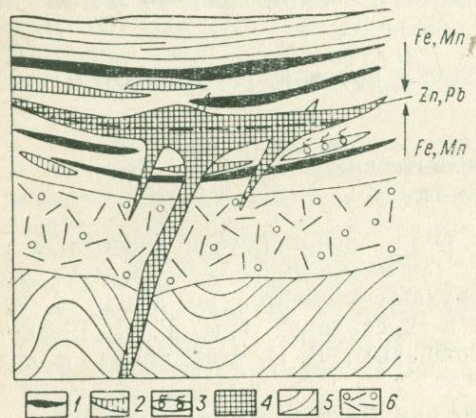


Рис. 7. Схема размещения руд атасуйского типа в стратиграфическом разрезе (по Г. Н. Щербе [222]) с указанием векторов изменчивости минерализации.

Руда: 1 — железная и железо-марганцевая, 2 — свинцово-цинковая, 3 — баритовая, 4 — гидротермально-метасоматическая барито-полиметаллическая; 5 — песчаники ордовика и силура; 6 — кислые вулканы девона (фамен-турне).

пород, а полиметаллические — среди вышележащих карбонатных пород, углисто-кремнистых известняков и аргиллизитов. Марганцевые руды располагаются в переходной зоне. В целом элементарный ритм зональности может быть выражен следующим образом:

- ↑ Zn, Pb, Ba (сфалерит, галенит, пирит, марказит)
 Fe, Zn (сфалерит, пирит, марказит)
 Fe, Mn (гематит, псиломелан, пиролюзит, яковсит, франклинит)
 Fe (гематит, магнетит)

3. По горизонтали зональность проявляется в нескольких масштабах. В пределах вулканогенно-осадочных структур по мере перехода от зон интенсивного вулканизма в центральных частях подвижных геосинклинальных зон к периферии — местам более спокойного вулканизма и осадконакопления — происходит смена гидротермальных медноколчеданных и медноколчеданно-полиметаллических руд осадочно-гидротермальными с ассоциацией железо, марганец, цинк, свинец и далее железо, марганец (тип месторождений Ланд-дилл).

В масштабе отдельных рудных тел (пластов) описаны переходы железных руд в железо-марганцевые и марганцевые; цинковых — в свинцово-цинковые. «Переходы железо-марганцевых руд в полиметаллические не наблюдаются, хотя в них и отмечаются повышенные содержания свинца, цинка, бария» [222, с. 186].

4. Во времени процесс формирования гидротермально-осадочных руд (Fe, Mn, Zn, Pb) постепенно сменялся типично гидротермальным с образованием метасоматических свинцово-цинково-баритовых мелко- и крупнозернистых пластообразных залежей и «подводящих» секущих жильных тел и зон брекчий с баритовыми метасоматитами. Завершался процесс рудообразования развитием нескольких генераций кварц-барит-кальцитовых, пирит-халькопиритовых прожилков. В целом процесс формирования месторождений атасуйского типа можно рассматривать как прогрессивный по своей природе, так как типично осадочное рудообразование сменяется гидротермальным с последовательно возрастающей температурой минералообразования.

Закономерное расположение тел в разрезе, ориентировка основного вектора зональности по нормали позволяют рассматривать описанный тип зональности как первичновертикальный, прямой, прогрессивный с многократно повторяющейся ритмичностью.

Эта первичная зональность оруденения в ряде месторождений претерпела значительные последующие изменения. Так, в частности, в пределах Атабай-Дугулинского месторождения, по данным К. У. Рысбекова и др. [167], в сложнодислоцированной толще наблюдается перевернутое залегание с расположением железо-марганцевых руд в современном разрезе под мощным (20—70 м) полиметаллическим горизонтом. Здесь же проявляется скарнирование пород, которое, как представляется, позволяет наметить переход от стратиформных осадочно-гидротермальных железо-марганцево-полиметаллических руд атасуйского типа к несогласным скарновым марганцево-цинковым, полиметаллическим типа Франклин-Фернс (штат Нью-Джерси, США) и Лонгбан (Швеция).

Напомним, что еще Г. Шнейдерхён [216] высказывал предположение, что скарновое цинково-марганцевое месторождение Франклин-Фернс, залегающее в докембрийской карбонатно-гнейсовой толще и отличающееся исключительным многообразием минералов (свыше 150) железа, марганца, меди, цинка, свинца, серебра, бора, фтора и других элементов, возникло в результате метаморфизма и «пневматолитово-гидротермальных» преобразований первично пластовых железо-марганцево-цинковых руд.

Несколько меньшая степень последующих преобразований первичных железо-марганцевых руд проявлена в скарновых месторождениях Швеции (Лонгбан, Найсберг, Якобсберг).

Наиболее крупное месторождение — Лонгбан — располагается среди интенсивно метаморфизованных карбонатно-вулканогенных

толл. Скарново-рудные тела образуют несогласные сложные по морфологии залежи. Железные и марганцовые руды оказались здесь пространственно разобщенными. Наряду с марганцем и железом характерно повышенное содержание в рудах вольфрама, бериллия, свинца, мышьяка, сурьмы. Для марганцевых руд отмечена зональность: в центральной части преобладает браунит, на периферии — гаусманит.

Заключая рассмотрение зональности месторождений второй группы, отметим их тесную связь по типу минерализации, геологическим условиям залегания и зональности оруденения с месторождениями первой группы. Главные рудные элементы сохраняют основные закономерности взаимного расположения в медно-никелевых, колчеданных и месторождениях атасуйского типа:

↑	Cu, (Pd, Pt, Bi, Te) Fe, Ni, (Pd, Pt) Fe, Ni	↑	Ag, Au Pb Zn Cu Fe, (Co); Fe, (Sn) Fe	↑	(Ag, Au) Zn, Pb Mn Fe, Mn Fe
---	--	---	--	---	--

Сохранение единого упорядоченного ряда зональности распределения рудных элементов выявляет родство месторождений медно-никелевых и колчеданных, колчеданных и так называемого атасуйского типа, общность их генетической природы, несмотря на формирование в различных геологических условиях.

Зональность месторождений с ассоциациями халькофильных рудных элементов (III группа)

В отличие от месторождений I и II групп, зональные ряды рудных элементов которых дополняют друг друга, в III группу попадают месторождения, довольно разнообразные по набору рудных элементов, зональности и геологическим условиям залегания. К III группе отнесены медные месторождения типа Верхнего озера, золото-медные и медные (Бьютт и др.), полиметаллические скарновые (Турьинские рудники, Алтын-Топкан и др.), полиметаллические среднетемпературные, золото-серебряные и сурьмяно-ртутные низкотемпературные, медные и полиметаллические низкотемпературные амагматических зон и др.

Различные «комбинации» в сочетаниях минеральных ассоциаций в месторождениях этой группы (например, Au, Ag с Cu, Zn, Pb; Sb, Hg с Zn, Pb) предопределяют наличие нескольких зональных рядов: Cu → Zn → Pb → Ag → Au; Zn → Pb → Sb → Hg → As. Значительно реже встречаются месторождения с совмещением золоторудной и сурьмяно-мышьяковой минерализации. Это золото-сурьмяные, золото-мышьяковые и золото-

мышьяково-сурьмяные месторождения, иногда с небольшим количеством вольфрама или молибдена (с шеелитом или молибденитом). При возрастании содержания вольфрама и уменьшении роли сурьмы и сульфидов меди, цинка, свинца они переходят в золото-вольфрамовые (шеелитовые). Напротив, увеличение содержания молибденита обычно сопряжено с возрастанием роли сульфидов. В этих случаях, характерных для ряда месторождений Забайкалья (Итакинское и др.), намечается переход к молибденово-золото-полиметаллическому оруденению.

В связи с этим основные сведения о зональности золото-мышьяковых и золото-сурьмяных месторождений приводятся при описании золото-молибденовых и золото-вольфрамовых месторождений IV группы.

Зональность месторождений III группы рассмотрим на примере: 1) медных, золото-медных, мышьяково-медных (с серебром), золото-полиметаллических; 2) полиметаллических; 3) золото-серебряных; 4) сурьмяно-ртутных. Месторождения каждого из перечисленных типов могут в свою очередь существенно различаться по составу сопутствующих метасоматических пород, минералов жильного выполнения, морфологии тел, геологическим условиям залегания и, таким образом, относиться к различным рудным формациям.

В качестве примера можно привести свинцово-цинковые месторождения, среди которых выделяются стратиформные в доломитизированных толщах; скарновые в виде неправильных залежей; жильные (кварц-карбонатно-полиметаллические и др.).

Аналогично среди сурьмяно-ртутных месторождений В. И. Бергером и др. [14, 15] намечено 7 различных рудных формаций, отличающихся по составу, в частности по соотношению сурьмы, ртути, мышьяка, цинка, свинца, морфологии и зональности, характеру вмещающих пород, связи с магматизмом.

По глубине образования большинство месторождений халькофильной группы элементов возникает в условиях малых и близповерхностных глубин — это типичные «эпитермальные» и «телетермальные» месторождения, по классификации В. Линдгрена и Л. Грейтона [53, 106].

Эпитермальные месторождения (Au, Ag; Au, Ag, Zn, Pb; Sb, Hg и др.) залегают в осадочно-вулканогенных толщах, обычно с многократной ритмичностью разных порядков, и, как правило, имеют закономерную пространственную и временную связь с экструзивными телами —-neckами, дайками, бисмалитами. Наряду с горизонтальной зональностью, связанной с особенностями строения вулканоструктур, в эпитермальных месторождениях проявляется также вертикальная зональность. Особенно отчетливо она выражена в протяженных жилах и жильных зонах на фоне вертикальной ритмичности вулканогенно-осадочных толщ.

В истории геологического развития эти месторождения возникают в период формирования орогенных вулканогенных

поясов в связи с проявлением основного—среднего—кислого (андезит-дацитового) вулканизма и соответствующего состава субвулканических интрузий.

Многие месторождения III группы образуют стратиформные залежи с отчетливой первично вертикальной зональностью. Наиболее характерными стратиформными месторождениями, возникающими при благоприятном сочетании определенных эндогенных и экзогенных факторов, являются месторождения медистых сланцев и песчаников, свинцово-цинковые в карбонатных породах и углисто-кремнистых сланцах, сурьмяно-ртутные в карбонатных толщах и песчаниках. Эти типичные низкотемпературные месторождения — характерные образования амагматических зон (авлакогенов, передовых прогибов, миогеосинклиналей).

Ниже подробнее рассмотрим зональность оруденения месторождений этой группы: 1) медных, золото-медных и родственных им; 2) свинцово-цинковых; 3) золото-серебряных; 4) сурьмяно-ртутных. Авторы имели возможность в разные годы посетить полиметаллические месторождения Кавказа (Садон, Згид и др.), Якутии (Сардана), Полярного Урала (Саурей), СССР (Пшибрам), золото-серебряные и золото-теллуридные месторождения Северо-Востока СССР, Армении, Средней Азии, острова Кунашир, Японии.

Медные, золото-медные, мышьяково-медные (с серебром), золото-полиметаллические месторождения

Наиболее крупные месторождения — с ассоциацией рудных элементов медь, мышьяк, золото, серебро, свинец — относятся либо к стратиформным колчеданным и родственным им, либо к контактовым жильно-штокерковым и метасоматическим скарновым, формирующимся в связи с интрузиями монцонитов, — месторождения Бьютт, Тинтик, Голд-Хилл (США), Цумеб (Юго-Западная Африка), Кугу-Тегерекское (Средняя Азия) и др. Для последних характерны изометричные округлые и овальные в плане очертания зон с рудной минерализацией и концентрическая зональность. На глубину зоны имеют тенденцию не сужаться, а расширяться. Зональность оруденения этих месторождений проявляется на фоне зональности гидротермально измененных гранитоидов. Для верхних частей характерна смена интенсивно березитизированных пород в центральной части аргиллизированными породами на периферии, для глубоких горизонтов — смена гумбеитов ортоклаз-биотит-кварцевого состава зонами пропилизированных и березитизированных пород на периферии. Во вмещающих породах иногда среди карбонатных толщ проявляется интенсивное скарнирование.

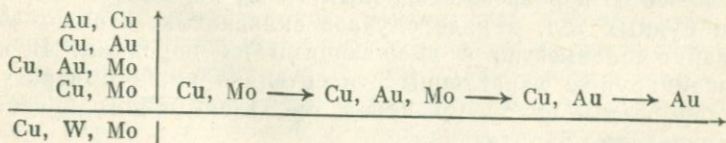
Наиболее известные месторождения этого типа с детально изученной зональностью — Бьютт (штат Монтана, США) и Голд-Хилл (штат Юта, США).

Золото-медное месторождение Голд-Хилл контролируется трещинным штоком монцонитов, прорывающим терригенно-карбонатные толщи. В пределах месторождения, локализованного в эндо-экзоконтакте штока, проявляются метасоматические скарновые залежи и жильные зоны.

Всего выделяется около 24 разобщенных участков с различной по составу минерализацией, закономерно расположенных по отношению к монцонитам [233]. От центра (штока монцонитов) к периферии наблюдается смена руд в последовательности W, Mo, Cu → Cu → Cu, Au → Cu, As, Pb → Zn, Pb, Au.

Мышьяково-медное с серебром месторождение Бьютт, приводимое во всех курсах месторождений полезных ископаемых как пример жильных зон типа конского хвоста, имеет отчетливую горизонтальную и вертикальную зональность оруденения. По данным Ч. Ф. Парка [148], Ч. Мейра, Э. Ши, Ч. Годдарда [117], месторождение приурочено к интрузии монцонитов, прорывающей андезиты мелового возраста. Выделяются три кольцевые в плане зоны минерализации, не выходящие за пределы монцонитов: центральная халькозиновая с энаргитом, борнитом, сфалеритом среди березитизированного (кварц-серицит-пирит) монцонита; промежуточная энаргит-борнитовая с халькопиритом, теннантитом, родохрозитом среди аргиллизированных пород; периферическая родохрозитовая с родонитом, сфалеритом, серебром среди карбонатизированных пород. Изучение минерализации по вертикали позволило дополнить ряд зональности еще одним звеном. На глубоких горизонтах под центральной медной зоной с халькозиновой минерализацией появляется медно-молибденовое оруденение, представленное кварц-пиритовыми прожилками с молибденитом и халькопиритом среди серицит-калишпат-биотитовых метасоматитов. Если эту зональность представить рудными элементами, то получим такой ряд рудной зональности: Cu, Mo → Cu, (As) → Cu, As, (Sb), Zn → (Cu), Zn, Pb, Ag, Mn, отражающий смену оруденения от центра к периферии как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Зональность в целом регрессивная прямая, расходящаяся.

Близкие к охарактеризованным золото-медные месторождения описаны для территории СССР. В. В. Андреевым, С. И. Евтушенко, Т. С. Тимофеевой [4], например, детально изучена зональность Кугу-Тегерекского месторождения Средней Азии, для которого указана следующая смена ассоциаций руд по мере удаления от кварцевых диоритовых порфиров к мраморам:



Если написать этот ряд по главным элементам, то получим $W \rightarrow Mo \rightarrow Cu \rightarrow Au$ или $W, Mo \rightarrow Mo, Cu \rightarrow Cu, Au \rightarrow Au$, т. е. закономерный ряд зональности этой группы месторождений.

В заключение важно обратить внимание на следующие особенности, характерные и для других месторождений этого типа.

1. Главная для месторождений медная минерализация прослеживается по всем зонам.

2. В центральных зонах медь ассоциирует с молибденом, иногда с вольфрамом.

3. Мышьяк, входящий в энаргит, теннантит, в тех случаях, когда он присутствует, проявляется в более внутренней зоне по сравнению с сурьмой.

4. Внешние зоны наиболее разнообразны по составу.

В строении этих месторождений участвуют минералы меди, цинка, свинца, серебра, марганца (родохрозит), которые в месторождениях других типов образуют 2—3 самостоятельные зоны.

Полиметаллические месторождения

Наиболее отчетливо зональность проявляется в *стратиформных месторождениях*, к которым относятся многие крупные по масштабам месторождения свинцово-цинковых руд в карбонатных породах (доломитах и известняках), а также в сланцах. В СССР это месторождения Миргалимсай (Южный Казахстан), Сардана (Якутия), ряд месторождений Урала (Саурей), Енисейского края (Рассохинское), за рубежом — Паин-Пойнт в Канаде и месторождения долины Миссури в США, силезские месторождения Польши и др.

Как показано в работах Э. И. Кутырева с соавторами [119], у этих месторождений по составу руд, зональности и связи с геологическими формациями обнаруживается сходство с типично колчеданными. Им намечен следующий ряд этих месторождений по направлению от трогов эвгеосинклиналей к платформам:

Zn, Pb, Fe, Mn	$\rightarrow Zn, Pb, (Ag, Cd, As, Sb, Sn)$	$\rightarrow Zn, Pb, (Ag, Cd)$	$\rightarrow Zn, Pb, (Ag, Cd, Ge)$
в кремнисто-вулканогенных породах. Атасуйский тип или колчеданные месторождения	в углисто-кремнисто-глинистых сланцах. Рассохинский тип	в черных «искристых» доломитах, доломитизированных известняках. Миргалимсайский тип	в светлых рифовых массивных и строматолитовых пористых доломитах. Сарданинский тип

Для всех указанных типов месторождений, различающихся по положению в разрезе осадочных толщ, характерна пластовая форма рудных тел, в ряде случаев складчатых, сложно дислоцированных совместно с вмещающими их породами. В целом для этой группы характерны относительно низкотемпературные гидротермальные изменения пород, проявленные в окварцевании, доломитизации, баритизации.

Упорядоченный ряд расположения рудных элементов вкрест первичного напластования примерно тот же, что и для колчеданно-полиметаллических и железо-марганцево-полиметаллических месторождений:

↑	Zn, Pb (сфалерит, галенит)	Рассохинское место- рождение
	Zn, Fe (сфалерит, пирит)	
	Fe (пирит, пирротин)	
↑	Zn, Pb (сфалерит, галенит)	Миргалимсайское месторождение
	Fe, Zn (пирит, сфалерит)	

Для Сарданинского месторождения первично вертикальная зональность не описана. Для других отечественных месторождений, например, месторождений Таджикской депрессии, Урала, а также зарубежных месторождений (США, Канады) описана аналогичная зональность со сменой $Fe \rightarrow (Cu) \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow (Ag)$ или фрагменты этой зональности.

Характерной чертой состава и зональности описываемых месторождений является незначительное развитие медной минерализации. Элементы-примеси дополняют описанную зональность. Так, для Силезско-Краковских месторождений Польши Т. Галкивикс [235] указывает на вертикальную зональность в распределении сопутствующих элементов: таллий, германий, мышьяк более характерны для верхних зон с большим содержанием свинца, а кадмий, серебро, сурьма — для более нижних, существенно цинковых.

На Миргалимсайском месторождении, в пределах которого рудоносный пласт деформирован и образует антиклинальную складку, по данным Ж. Т. Халтаева и др. [138], серебро имеет положительную корреляцию с баритом и приурочивается к самой прикупольной части складки, далее локализуются свинцовые руды и еще ниже — цинковые. Направленность развития руд во времени отчетливо регрессивная: от более ранних относительно высокотемпературных парагенезисов (пирит, пирротин, сфалерит) к поздним низкотемпературным (барит, галенит, сфалерит; кварц, гематит, барит). Таким образом, в целом зональность этой обширной группы месторождений может быть определена как первично вертикальная, прямая, регрессивная.

В последнее время Э. И. Кутыревым, К. А. Марковым, В. С. Кормилицыным, А. К. Иогансоном [119] высказано предположение о том, что многие метасоматические полиметаллические месторождения в карбонатных породах Средней Азии (Кургашикан и др.), Забайкалья (Екатерино-Благодатская группа и др.) следует рассматривать как первично стратиформные полиметаллические, претерпевшие метаморфизм, интенсивную доломитизацию, окварцевание, скарнирование и перераспределение руд под влиянием интрузий гранитов. Рудные тела в этих месторождениях приурочиваются к определенным горизонтам карбонатных пород и совместно с ними образуют сложные складки,

линзы, разобщенные пластообразные залежи и трубчатые тела, которые, однако, устойчиво сохраняют приуроченность к определенным горизонтам первичных пород.

Состав руд преобразован: главные рудные минералы — галенит и сфалерит — находятся в сростании с пиритом, арсениопиритом, пирротином, иногда станнином, блеклыми рудами. Из нерудных минералов помимо кварца, кальцита, доломита широко развиты гранат, пироксен, волластонит и другие типично скарновые минералы.

О глубоких преобразованиях руд в процессе метаморфизма свидетельствует тот факт, что «первичные» полиметаллические руды полностью перекристаллизованы и «наложены» на минеральные парагенезисы скарнов. В зональности проявляется сочетание двух элементов: первичной зональности стратифицированных залежей и метаморфической зональности, связанной с более поздним перераспределением руд вблизи контактов интрузий.

Резко различаются по структуре зональности несогласные *жильные полиметаллические месторождения*. Часть из них (сопровождаемые березитизацией) относится к среднетемпературным: Садон, Згид (СССР); Фрайберг (ГДР); Пшибрам (ЧССР). Помимо свинца и цинка в рудах этих месторождений содержатся повышенные концентрации одного или нескольких из следующего ряда элементов: Cu, Sn, Bi, Ag, Sb. Другую часть этих месторождений относят к близповерхностным средне-низкотемпературным: Береговское, Беганское (СССР); Банска Штявница и Богутин (ЧССР); Челопеч (НРБ) и многие другие. Для них характерна аргиллизация вмещающих пород, ассоциация цинка и свинца с золотом и серебром. Все месторождения характеризуются сложной вертикальной и горизонтальной зональностью.

Наиболее детально изучена зональность Фрайбергского рудного поля (ГДР). По данным обобщающей работы Л. Баумана [228], в жильном поле (рис. 8) наблюдается закономерная смена парагенезисов минералов, типов руд и элементов-примесей минералов. Зональность в плане и в разрезе однотипная и может быть схематично представлена последовательной сменой от центра к периферии и снизу вверх следующих ассоциаций рудных элементов: (Sn, W), Fe, As → (Sn, Cu, As), Zn, Pb → Zn, Pb → Pb, Ag, Sb — с закономерным уменьшением концентраций висмута в этом ряду от 0,1% до 0,001% и изменением элементов-примесей в сфалеритах.

Для месторождения Садон, жильные рудные тела которого приурочены к мощной зоне разлома и оперяющим ее трещинам, установлена прямая регрессивная зональность: пирротин-сфалеритовые руды преобладают на глубине, а существенно галенитовые — на верхних горизонтах. Соответственно, по данным Э. Кобленца*, в среднем на каждые 100 м с глубиной содержа-

* Ссылки по работе [179].

ние свинца снижается на 0,53%; отношение Pb/Zn уменьшается от 0,54 на поверхности до 0,30 на нижних горизонтах. В плане ближе к главному разлому преобладают пирротин-сфалеритовые

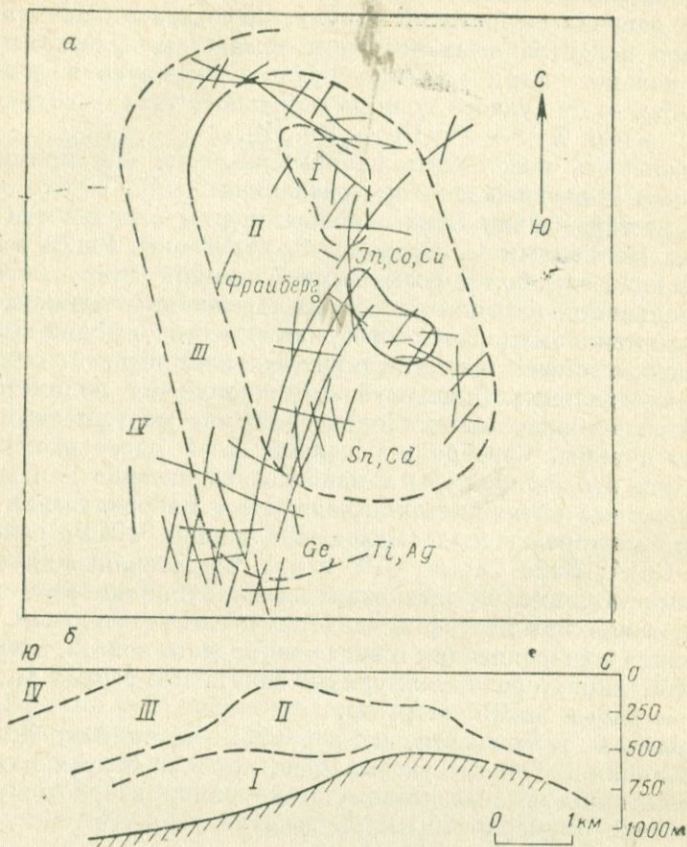


Рис. 8. Зональность жильного поля месторождения Фрайберг (по Л. Бауману [228]).

а — план; б — разрез.

Зоны: I — пиритовая с подчиненным количеством арсенопирита, пирротина, галенита и вольфрамита; II — галенит-сфалеритовая со стanniном, халькопиритом, блеклой рудой; III — галенитовая с подчиненным количеством сфалерита, арсенопирита и пирита; IV — со спорадической минерализацией сульфосолей свинца, серебра, с антимонитом, аргентитом, самородным серебром; от центра к периферии и снизу вверх закономерно уменьшаются содержания висмута в рудах; элементы на рисунке — примеси в сфалеритах.

руды, на большем удалении — галенит-сфалеритовые. При рассмотрении распределения минерализации по мощности рудных тел устанавливается смена от зальбандов к осевой части кварц-пиритовых с арсенопиритом, кварц-пирит-пирротин-халькопиритовых руд халькопирит-сфалеритовыми и далее богатыми (сливными)

сфалерит-галенитовыми, с самородным висмутом, иногда карбонатами (манганосидеритом).

При прослеживании жил по простиранию устанавливается последовательное выклинивание минерализации внутренних зон при сохранении внешних. В результате содержание свинца максимально в центральных частях и убывает на флангах. Общий ряд зонального распределения рудных элементов в различных масштабах — от рудного поля до отдельного тела — сохраняется: $(\text{Fe}, \text{As}) \rightarrow (\text{Cu}, \text{Zn}) \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb} \rightarrow \text{Pb}, (\text{Bi})$.

Зональность может быть охарактеризована как прямая вертикальная и сходящаяся горизонтальная.

На месторождении Згид основные черты зональности сохраняются. По данным С. Редькина *, отношение Pb/Zn меняется сверху вниз еще более резко, — от 6 до 0,5.

Зональность близповерхностных средне-низкотемпературных свинцово-цинковых (золото-серебряных) месторождений выражена отчетливо в смене медной (пирит-халькопиритовой) минерализации центральных (или глубоких) частей тел полиметаллической и далее барит-полиметаллической, иногда с высоким содержанием сурьмы. Серебро в основной своей массе входит в галенит или в блеклые руды и наиболее характерно для внешних и верхних частей полиметаллической зоны минерализации. В некоторых месторождениях (Банска-Штявница, ЧССР; район Сан Хуан, США; Байа Сарые, СРР и др), представляющих переход от полиметаллических или свинцовых к типично золото-серебряным, в верхних частях выделяется и самостоятельная золото-серебряная минерализация в виде самородного золота, электрума, прустита, пираргерита, теллуридов золота и серебра: $\text{Au}, \text{Ag} \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb} \rightarrow \text{Au}, \text{Ag}$.

Сошлемся, в частности, на работу В. Маниличи, Д. Гушча и В. Стиполя [239], где указывается, что в зоне крутопадающих баритовых жил в андезитовом штоке снизу вверх по разрезу в интервале примерно 700 м оруденение меняется так: $\text{Cu}, \text{Zn}, \text{Pb} \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb} \rightarrow \text{Ag}, \text{Au} \rightarrow \text{Sb}, \text{Hg}$.

Для жил этих месторождений чрезвычайно характерны брекчиевые, крустификационные и сложнополосчатые ритмичные структуры с неоднократным проявлением в строении их однотипных минеральных парагенезисов. В жилах простого строения наблюдается смена медной (халькопиритовой) минерализации полиметаллической (пирит, блеклые руды, сфалерит, галенит). Блеклые руды и сфалерит тяготеют к зальбандам, а галенит — к центральным частям. В осевых зонах обычны кварц, адуляр, родохрозит, кальцит, иногда самородное золото, т. е. зональность характеризуется той же последовательностью расположения рудных элементов: $\text{Cu} \rightarrow \text{Zn} \rightarrow \text{Pb}, (\text{Ag}, \text{Au}) \rightarrow \text{Au}$, но проявляется в масштабе строения отдельной жилы.

* Ссылки по работе [179].

По особенностям состава руд, зональности и геологическим условиям залегания «несогласные» средне- и низкотемпературные жильные полиметаллические месторождения III группы представляют собой образования, родственные колчеданным полиметаллическим (типа Куроко) и близповерхностным средне-низкотемпературным золото-серебряным, с которыми связаны взаимными переходами.

Золото-серебряные месторождения

Золото-серебряные месторождения — характернейшие образования орогенных вулканогенных поясов [172]. Они располагаются в полях развития вулканических покровов андезитового, дацитового, липаритового состава, чередующихся с игнимбритами, туфами, туфопесчаниками, сланцами, песчаниками и конгломератами. В ряде случаев золото-серебряные месторождения проявляются среди карбонатно-терригенных толщ в связи с дайками кварцевых порфиров (месторождение Карлин, штат Невада) и намечают переход от типично секущих месторождений к стратиформным.

Секущие золото-серебряные месторождения контролируются зонами тектонических нарушений, пересекающих вулканогенно-осадочные толщи, а также жерловыми частями вулканических аппаратов.

Месторождения представляют собой зоны интенсивно измененных вулканогенных и осадочных пород, преобразованных во вторичные кварциты и аргиллизиты с системами единичных мощных и протяженных жил или зон штокверкового оруденения.

Морфология зон гидротермально измененных пород в плане часто изометричная или вытянутая вдоль основной системы жил. Жилы и зоны метасоматических пород прослеживаются на глубину более 1000 м, причем оруденение в ряде случаев сохраняется в интервале 600—700 м (Баюа Сприе, СРР; Крипл-Крик, Ред-Маунтин, США и др.).

Минеральный состав руд сложный. Жилы и прожилки, несущие основное оруденение, выполнены халцедоновидным фестоначатым шестоватым кварцем, иногда аметистовидным, с адуляром, карбонатами (кальцит, доломит, родохрозит). Суммарное количество рудных минералов колеблется примерно от 3—5 до 20—30% жильного выполнения.

Помимо самородного золота, серебра, электрума могут быть широко развиты теллуриды (калаверит, сильванит, пецит и др.), сульфоарсениды и антимониды серебра, аргентит, антимонит, самородная ртуть и киноварь, гематит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, арсенопирит. В целом характерна следующая ассоциация рудных элементов: Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Hg, Fe, Mn.

Зональность месторождений наиболее отчетливо выявляется по закономерной смене гидротермально измененных пород от

периферии к центру рудных тел и снизу вверх по их падению. На примере месторождений Тихоокеанского пояса, Карпат, палеозойских вулканогенных полей Чаткало-Кураминской зоны Средней Азии проявляется единая закономерная смена от внешних зон пропилитизации к зонам аргиллизитов и далее, в наиболее верхних внутренних частях к метасоматитам типа вторичных кварцитов.

Так, Г. Т. Волостных [36], обобщивший материалы по аргиллизированным породам золото-серебряных и полиметаллических месторождений, установил в качестве типовой такую последовательность в смене зон метасоматических пород: пропилитовая—монтмориллонитовая—каолининовая—гидрослюдистая — внутренняя кварц-адуляровая или кварц-алунитовая.

Для ряда золоторудных месторождений Узбекистана и для группы месторождений, переходных к золото-теллуридным, более глубинным по условиям образования, характерен переход от пропилитов к кварц-серицитовым и монокварцевым внутренним зонам.

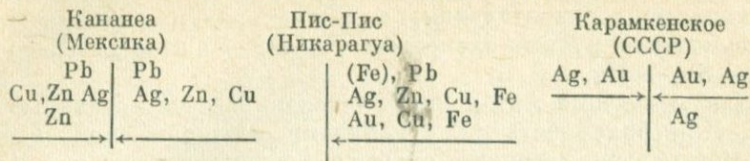
В жилах зональность по мощности и по простиранию выражается в смене раннего шестоватого или сливного кварца, образующего полосы вдоль зальбандов, халцедоновидным кварцем с адуляром, карбонатом — в центральной части. К внутренним зонам приурочены выделения золота, серебра и большинства сульфидов. Самая поздняя рудная минерализация, представленная антимонитом, киноварью, развивается обычно по секущим трещинкам, нередко выходящим за пределы жил.

Вследствие многостадийности формирования золото-серебряных месторождений последовательно возникающие парагенезисы могут быть совмещены в единых жилах или представлены самостоятельными разновременными жилами и прожилками.

Смена руд как по горизонтали, так и по вертикали выражена отчетливо. Наиболее полный ряд вертикальной зональности можно проследить на месторождениях Леце (Сербия), Байа Сприе (СРР), Ред-Маунтин (США), Оганчинском (Камчатка), Хаканджинском и Многовершинном (Хабаровский край):

Леце ↑	Au Zn, Pb, Au Zn, Pb Zn, Pb, Cu	Байа Сприе ↑	Au, Ag Zn, Pb Cu	Хаканджинское, Многовершинное ↑	Au, Ag, Hg (аргентит) Au, Cu, Zn, Pb Au, Fe, As (арсенопирит)
Ред-Маунтин ↑	Ag, Pb Cu, Ag (штроейрит) Cu Fe (пирит серебро-содержащий)	Оганчинское ↑	Hg Au, Ag, Te Fe, Cu, Zn, Pb		

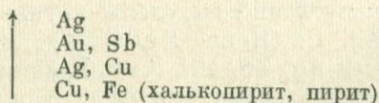
Эта же последовательность различных по составу зон проявляется и в горизонтальном направлении:



Важно обратить внимание на следующее обстоятельство. В ряде месторождений при сохранении упорядоченного расположения рудных элементов ориентировка его в пространстве нарушается. В связи с этим при отчетливо проявленном преобладании случаев прямой вертикальной и сходящейся горизонтальной зональности описаны отдельные проявления обратной и расходящейся зональности.

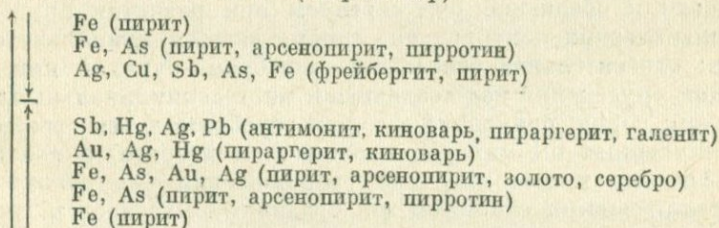
Так, для БалеЙского рудного поля в целом отмечается прямая сходящаяся зональность с локализацией золото-серебряных руд в центральных верхних частях тел; вместе с тем такая смена отражает лишь превалирующее изменение минерализации.

Для Тасеевского месторождения БалеЙского рудного поля М. Г. Андреевой [5] описано следующее изменение минерализации по вертикали:



т. е. с элементом слабо выраженной обратной вертикальной зональности в верхней части жил (примерно до 200 м).

Более отчетливо этот же структурный мотив — сочетание прямой и обратной зональности — описан В. Л. Шевкаленко для месторождения Школьное (Кармазар):



Соответственно при общем возрастании с глубиной и от периферии к центру отношения Au/Ag в ряде случаев устанавливаются противоположные тенденции, описанные, например, для месторождения Эмперор (Фиджи), Карамкен (СССР) и др.

Обобщая различные случаи проявления зональности в пределах секущих жильных зон, штокверков, метасоматитов золотосеребряных месторождений, предварительно можно наметить следующие закономерности.

1. В общем случае зональность оруденения рассматриваемых месторождений обычно регрессивная, прямая вертикальная и сходящаяся горизонтальная, с общим рядом упорядоченного расположения рудных элементов: $Fe, (As) \rightarrow Cu \rightarrow Zn, Pb \rightarrow Au, Ag \rightarrow Sb \rightarrow Hg$.

Для отношения Au/Ag могут устанавливаться различные случаи. Для более богатых сульфидами месторождений серебро в общем случае, очевидно, опережает в ряду золото, т. е. $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow Ag \rightarrow Au$; для более бедных сульфидами месторождений характерна обратная зональность: $Zn \rightarrow Pb \rightarrow Au \rightarrow Ag$.

2. В случае проявления симметричной вертикальной зональности, характерной для более глубоко залегающих рудных тел, типична локализация конечных членов упорядоченного ряда в центральных частях тел, т. е. сходящаяся вертикальная зональность. Поэтому проявление в этом типе обратной вертикальной зональности характерно для верхних частей жил, а прямой — для нижних.

3. По различным количественным соотношениям главных рудных элементов, по особенностям проявления зональности, отсутствию или дополнительному появлению новых зон для рассматриваемой группы может быть намечен «изоморфизм» между главными ведущими элементами ($Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Fe, Mn$, иногда Bi) и соответственно выделены группы Au, Ag ; Cu, Au, Ag (Уим Крик); Ag, Pb (Кенно-Хилл); Ag, Au, Sb (Сан Педро); Ag, Zn, Cu (Холден); Ag, Zn, Pb , (Сан Франциско де Оро) и другие, отличающиеся составом отдельных зон, но сохраняющие основной принцип зональности. Вариации состава руд находятся в определенной зависимости от состава подстилающих вулканических пород. Имевшиеся в распоряжении авторов данные позволяют предварительно отметить характерность относительно более высоких содержаний золота, теллуридов (иногда с молибденитом и медью) и обеднение руд серебром при развитии оруденения в вулканических покровах над зонами эвгеосинклинального развития; относительное обогащение серебром, сурьмой при локализации оруденения над осадочными миогеосинклинальными комплексами пород; появление в золото-серебряных месторождениях несвойственных им минералов олова (касситерита) и вольфрама (вольфрамита и шеелита) при расположении над гранитами и кристаллическими сланцами зон срединных массивов и геантиклинальных поднятий.

4. По особенностям смены руд по вертикали в этом типично секущем типе рудных месторождений проявляются элементы стратификации — закономерного распределения в разных разобщенных жилах максимальных концентраций различных рудных элементов.

Так, Ч. Парк и Р. Мак-Дормид [149] при характеристике зональности золотосодержащих серебряных месторождений района Тонопа (штат Невада) приводят данные Т. Б. Полана, уста-

новившего для всего района, в котором известен ряд жильных месторождений, единое, близкое к горизонтальному, залегание продуктивной зоны, полого пересекающей осадочные и вулканогенные породы.

Рудные жилы оруденелы только в пределах этой пологой куполообразной продуктивной зоны. Внутри зоны намечается горизонтальная симметрия: от центральных купольных частей к периферии происходит закономерное изменение отношения Au/Ag в сторону последовательного возрастания содержания серебра.

Еще более отчетливая связь размещения оруденения с расположением рудных тел в вертикальном разрезе вмещающих толщ описана для золоторудного месторождения Карлин (штат Невада).

5. Различные типы оруденения закономерно располагаются в разрезе вулканогенно-осадочных толщ. Наиболее детально этот вопрос освещен в работе С. Н. Калабашкина, В. В. Веснина, И. И. Игошиной (1972 г.). Установлено, что в различных регионах промышленноценная золото-серебряная минерализация фиксируется в зонах с трехчленной ритмичностью вулканогенно-осадочных пород и приурочивается к средней и нижней свитам.

3. Риолиты и базальты с маркирующим горизонтом стекловатых игнимбринов, базальтов, андезитов-базальтов

2. Риолиты и дациты с маркирующим горизонтом флюидалных и сферолитовых лав

1. Андезиты

↑

Надрудная зона; экранирующие оруденение породы; присутствуют тонкие прожилки с сульфосолями серебра, примесью минералов сурьмы и ртути

Верхняя рудоносная зона; рудные тела с широким развитием сульфоселей серебра среди региональных зон хлоритовых пропилитов

Нижняя рудоносная зона; наиболее крупные рудные тела; минерализация: золото, серебро, сульфиды меди, свинца, цинка среди региональных зон эпидотовых и эпидот-хлоритовых пропилитов

На основании фациального анализа этими авторами установлена еще одна интересная закономерность: рудовмещающие вулканиты средней и нижней свит чередуются с горизонтами нормальных осадочных пород (терригенных, хемогенных, органических). В то же время риолиты и игнимбрины верхней свиты формировались в субаэральных условиях. Принимая во внимание, что оруденение по возрасту примерно синхронно периоду завершения формирования риолитов верхней свиты, можно прийти к выводу, что развитие золото-серебряного и полиметаллического оруденения происходило в орогенных частях земной коры, но

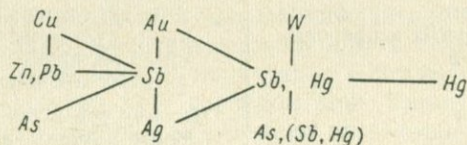
в горизонтах, располагавшихся вблизи или несколько ниже поверхности геоида. Таким образом, вертикальная зональность на период формирования оруденения может быть представлена следующей схемой:

Риолиты, игнимбриты | Надрудная зона | Региональная аргиллизация

Риолиты и дациты, переслаивающиеся с осадочными породами Андезиты	↑	Зона оруденения Ag, Au (сульфосоли свинца) Cu, Zn, Pb, (Ag, Au)	↑	Хлорит-кальцитовые, эпидот-хлоритовые, актинолит-хлоритовые пропилиты
--	---	---	---	---

Сурьмяно-ртутные месторождения

Сурьмяные, сурьмяно-ртутные, ртутные, ртутно-сурьмяно-мышьяковые месторождения разнообразны по составу руд и геологическим условиям залегания. На основании обобщающих работ В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука, В. И. Бергера и других исследователей можно установить, что сурьмяно-ртутные месторождения представляют собой елочный непрерывный ряд с рудами, меняющимися по составу от чисто сурьмяных через сурьмяно-ртутные до ртутных:



При этом характерными сопутствующими элементами, образующими в отдельных месторождениях промышленные концентрации, являются медь, цинк, свинец, серебро, золото, вольфрам, мышьяк, селен, теллур. Золото, цинк, свинец, медь более характерны для сурьмяных, а вольфрам, мышьяк — для сурьмяно-ртутных месторождений.

Наиболее простой зональностью обладают стратиформные сурьмяно-ртутные месторождения. Зональность оруденения сурьмяно-ртутных месторождений отмечалась многими исследователями [13, 14, 15, 99, 174, 195, 204, 205], в частности, как смена минерализации в направлении от осевых частей рудных тел в последовательности: (Zn, Pb) → Sb → Hg → (As).

Согласные сурьмяно-ртутные месторождения. Подавляющее большинство сурьмяно-ртутных месторождений, залегающих вне

видимой связи с магматизмом среди карбонатных пород и песчаников, по особенностям морфологии и зональности может быть отнесено к стратиформным.

Среди согласных стратиформных месторождений можно выделить три типа: ртутно-сурьмяные (киноварь-антимонитовые) месторождения с флюоритом в карбонатных породах; ртутные в карбонатных породах; ртутные в песчаниках.

Для ртутно-сурьмяных месторождений в карбонатных породах (Хайдаркан, Кадамжай, Джижикрут, Сигушан и др.) характерны пластовые и линзовидные метасоматические залежи, зоны прожилковых и вкрапленных руд мощностью до первых десятков метров, залегающие среди окварцованных, серицитизированных известняков, часто под экранами сланцев. Местами рудные тела образуют неправильные залежи, гнезда, отдельные секущие рудные жилы.

Зональность месторождений — первично вертикальная вкрест напластования пород, прямая регрессивная со следующим упорядоченным расположением руд:

†	As (реальгар, аурипигмент)
	Sb, Hg антимонит, (киноварь)
	Zn, Pb, Sb (джемсонит, бурнонит, антимонит)

Из элементов-примесей характерны селен и таллий, иногда золото и серебро (Кадамжай).

Для месторождений этого типа характерны развитие зон гидротермальной джаспероидизации (кварц-гематитового изменения пород), окварцевания, серицитизации, широкое распространение в составе жил, прожилков, метасоматических залежей флюорита, барита, кальцита.

Последовательность развития гидротермальной минерализации во времени следующая: джаспероидизация → окварцевание → серицитизация → карбонатизация. Для руд обычно указывается последовательность от более ранних сульфидов и сульфосолей цинка, свинца, сурьмы к более поздним минералам ртути и мышьяка. Сопутствующая оруденению жильная минерализация эволюционирует от кварца и флюорита до кальцита, барита, халцедоновидного кварца в конце процесса. Определение температур образования минералов этого ряда позволило установить изменение их в интервале 300—80° С.

Ртутные месторождения в карбонатных породах (Сымац, Адракоу в Средней Азии, Лево-Сакинжиская зона Якутии, Вань-Шань в Южном Китае и др.) в целом по зональности руд аналогичны предыдущим. Они залегают в известняках тех же карбонатных и терригенно-карбонатных формаций, образуют аналогичные по морфологии тела, в первом приближении согласные с напластованием. Главным отличием рассматриваемых месторождений от предыдущих является более широкое развитие ртутного оруденения. Зональность здесь также первично

вертикальная, прямая, регрессивная. Ряд упорядоченного расположения руд следующий:

↑ As (реальгар, аурипигмент)
Hg, Sb, As (киноварь, антимонит, реальгар)
| Zn, Sb, Hg (сфалерит, антимонит, киноварь)

Из него видно, что в этих месторождениях в отличие от предыдущих наблюдается бóльшая дифференциация руд конечных членов ряда — мышьяка и ртути. Они оказываются в двух зонах, при этом реальгар начинает проявляться раньше аурипигмента, киноварь оказывается характерной в парагенезисе с антимонитом и сфалеритом первой зоны.

В полном соответствии с этим на ртутных месторождениях процессы ранней гематитизации, окварцевания, серицитизации проявлены незначительно, превалирующе распространены кальцитизация и доломитизация.

Ртутные месторождения в песчаниках (Никитовское, месторождения Северо-Западного Кавказа, Альмаден и др.) представляют собой пласто- и линзообразные залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд среди окварцованных пиритизированных и аргиллизированных горизонтов песчаников, чередующихся в разрезах с горизонтами глинистых сланцев, иногда с маломощными прослоями известняков.

Эти месторождения с позиции стратиформности размещения оруденения изучены еще недостаточно. В то же время в работе А. П. Большакова и др. [20] для Никитовского месторождения, рудные тела которого размещаются в относительно пологой брахиантиклинали, приводятся данные о закономерной смене сурьмяных руд рудами мышьяка и ртути, однако при отмечаемой им необычной последовательности развития минералов во времени: более раннем образовании киновари и более позднем — антимонита. И. С. Туркин [195], обобщивший материал по различным сурьяно-ртутным месторождениям, указывает для месторождений Донбасса, Северо-Западного Кавказа ту же вертикальную зональность, что и для месторождений Средней Азии со сменой снизу вверх по разрезу состава руд от полисульфидов цинка, свинца и сурьмы к ртутно-полисульфидным зонам — сурьяно-ртутно-мышьяковым, далее — мышьяково-ртутным и ртутным, т. е. $Zn, Pb, Sb, Hg \rightarrow Sb, Hg, As \rightarrow Hg, As \rightarrow Hg$. Данный зональный ряд отличает, как видно, только более широкий ореол развития ртути, входящей в различные зоны от нижних до верхних.

Общей особенностью рассмотренной группы сурьмяных и ртутных низкотемпературных месторождений является, как подчеркивает В. И. Бергер, приуроченность к формациям прибрежных мелководных бассейнов, локализация в участках с резкой изменчивостью фаций склонов конседиментационных мульд и поднятий, эпигенетичность по отношению к вмещающим породам, в разрезе — приуроченность к поверхностям межформационных

или внутрiformационных несогласий, к зонам широкого площадного распространения палеокарста. Палеокарст определяет в ряде случаев причудливую морфологию рудных тел, образующих в основании пластовых залежей карманы, гнезда, «капканы» или самостоятельные воронкообразные тела. Морфология рудных тел отражает сложную следующую после рудоотложения историю преобразования руд под влиянием пликативных и разрывных (главным образом надвиговых) деформаций.

Несогласные сурьмяно-ртутные месторождения, формирующиеся в зонах проявления орогенного вулканизма, характеризуются более сложной зональностью. Месторождения залегают среди андезитов, дацитов, туфов этих пород, прорывающих их штоков и некков, а также в чередующихся с вулканитами осадочных толщах.

Оруденение локализовано в кварц-карбонатно-баритовых жилах, зонах брекчий, в неправильных телах, залегающих среди метасоматически измененных пород. На глубоких горизонтах и по периферии рудных полей измененные породы представлены пропилитами, сменяющимися на верхних горизонтах аргиллитами и вторичными кварцитами с такими характерными фациями, как апатитовая, каолинит-монтмориллонитовая, гидрослюдавая.

Общей особенностью всех рассматриваемых месторождений является то, что рудообразование их происходило в интервале температур 220—60 °С при устойчивой регрессивной направленности развития оруденения: сфалерит, галенит → антимонит, киноварь. Формирование метасоматических пород — региональных зон пропилитизации и более поздних локальных аргиллитов и вторичных кварцитов — происходило в более широком диапазоне температур (400—100 или 300—100 °С) [36] при первоначально прогрессивной, а затем регрессивной стадии (собственно рудоотложение).

В целом это типичные эпитермальные месторождения по классификации В. Линдгрена. Несмотря на существенное отличие их по геологическим условиям залегания и особенностям формирования от сурьмяно-ртутных стратиформных, для них устанавливается практически тот же основной ряд зональности оруденения. Так, в работе А. И. Славинской [173] для месторождений Закарпатья (Баян, Шаян и др.) указана вертикальная зональность, соответствующая развитию минерализации во времени: от полиметаллов среди пропилитизированных пород на глубине до ртутного оруденения в верхних зонах аргиллитизации.

Температура рудообразования для этих месторождений, определенная Н. Г. Головченко, Е. К. Лазаренко, Е. Ф. Малеевым, составляет для свинцово-цинковых руд 300—200, сурьмяно-мышьяковых 220—80, ртутных 120—60 °С.

Зональность метасоматических пород и руд этого типа для несогласных месторождений Камчатки (Чемпура и др.) описана

в ряде работ Г. М. Власова и М. М. Василевского [32]. Указанные исследователи наметили следующую закономерную смену оруденения и сопровождающих его метасоматитов в вертикальных разрезах (сверху вниз):

Алунитовые вторичные кварциты	↑ S (самородная сера)
Монокварцевые и диккитовые кварциты, гидрослюдистые метасоматиты среди пропилизированных эпидот-хлоритовых и хлорит-карбонатных пород	Sb, Hg, Ag (антимонит, киноварь, реальгар, аурипигмент и др.)
Эпидот-хлорит-карбонатные пропилиты с кварц-адулярными прожилками	Zn, Pb, Au, Ag (сфалерит, галенит, самородное золото, серебро)
Ортоклазовые метасоматиты с биотитом, диопсидом	Cu, Mo (борнит, халькозин, халькопирит, молибденит)

Эта зональность растягивается по вертикали на сотни метров. По горизонтали проявляются лишь фрагменты этой зональности, но значительно более контрастно, причем от периферии к центру в целом в той же последовательности, что и по вертикали.

В последующем аналогичные зональные колонны метасоматитов и оруденения вдоль путей поступления гидротерм были описаны в ряде работ В. И. Сухова [185].

П. В. Бабкиным [7] и В. И. Копытиным приводится зональность для месторождения Пламенное, представленного в отличие от месторождения Чемпура пластообразной залежью метасоматически измененных липаритов. Месторождение отличается очень высоким содержанием селена, причем его концентрация в антимоните в десятки раз больше, чем в киновари. Антимонитовые руды приурочены здесь к центральным, монокварцевым и кварц-каолиновым зонам, а киноварь — к более внешним кварц-серицитовым, иногда с адуляром. Таким образом, ряд зональностей руд: Sb, (Se) → Hg, при характерной для всех этих месторождений регрессивной направленности, проявляющейся в замещении антимонита киноварью.

Следует подчеркнуть, что зона с серной минерализацией во вторичных кварцитах характерна только для молодых вулканических районов со слабоэродированными вулканическими постройками (месторождения Камчатки, Курильских островов, Японии, Калифорнии). Глубина ее развития, очевидно, не превышает первых десятков метров. Для наиболее близповерхностных месторождений характерна также мышьяковая минерализация, представленная реальгаром, аурипигментом, иногда самородным мышьяком.

Интересно, что для таких сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений молодых областей часто устанавливаются непосредственные переходы по восстанию от секущих рудоносных тел к согласным стратифицированным залежам, формирующимся на поверхности или под экранами сланцев. Подобные переходы описаны для месторождений Камчатки, но наиболее полно могут быть охарактеризованы на примере месторождений Стимбот и Салфер-Бенк (США) [61, 197, 246].

Современные гидротермы поступают здесь по системам трещин и, изливаясь на поверхность, образуют террасовидные уступы кремнистых туфовидных натечных агрегатов с небольшим количеством арагонита. Эти кремнистые опаловые образования по мере перекрывания их более молодыми отложениями постепенно превращаются в агрегат халцедона. Опалиты первоначально образуют тонкополосчатые «илистые» осадки, наиболее темные полосы которых на месторождении Стимбот содержат мельчайшие игольчатые выделения антимонита, иногда пирит. Тонкозернистая киноварь обнаружена в более древних кремнистых породах. Вдоль трещин породы аргиллизированы, на стенках трещин образовались опал, халцедон, кварц, арагонит.

На месторождении Салфер-Бенк известны современные горячие источники, отлагающие осадки, состоящие из белого арагонита и игольчатых кристаллов (до 1 см и более) антимонита. Ртуть обнаружена в воде, в осадках установлены лишь единичные крошечные кристаллики киновари. На глубине среди подстилающих юрских песчаников и сланцев вдоль крупных сбросов и зон брекчий проявляются киноварное оруденение и интенсивная аргиллизация пород с выделениями опаловидного кремнезема, кварца, халцедона, марказита, кальцита, т. е. на глубине под стратиформными рудными залежами находятся обычные секущие несогласные тела. Наиболее детально изучена здесь зональность измененных андезитов, описанная в работах Д. Уайта, К. Робертсона, Ф. Диксона, Дж. Таннела [61, 197, 246]. Ее можно выразить следующим образом:

Зона интенсивного выщелачивания андезитов

«Валунная зона» выщелачивания с сохранением реликтов — «валунов» андезитов

Озерные осадки

Подстилающие песчаники и сланцы

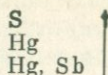
↑ S (опал)

Hg (опал, монтмориллонит, доломит, марказит, киноварь)

Hg, Sb (глинистые минералы, иллит, гидрослюда, марказит, пирит, киноварь, метациннабарит, антимонит)

Hg (жилы и зоны брекчий с киноварью в аргиллизированных породах)

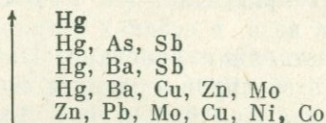
Таким образом, зональность в измененных андезитах:



История освоения этого месторождения, как и многих других, связана с его зональностью: сразу после открытия в 1857 г. его начали осваивать как месторождение самородной серы, с 1873 г. по мере достижения основания зоны выщелачивания — как ртутное.

Зональность оруденения более древних сурьмяно-ртутных эпитермальных месторождений охарактеризована в работах В. А. Кузнецова, А. А. и Р. В. Оболенских, В. И. Васильева, И. С. Туркина и других на примере Саяно-Алтайской провинции.

Наиболее полный ряд зональности размещения оруденения с закономерным увеличением на глубину мышьяка, цинка, меди приведен в работе И. С. Туркина и Е. Г. Буй [196] для Терлиг-Хайского ртутного месторождения Тувинской АССР. Зональность оруденения, прослеживаемая на участке № 2 этого месторождения, дополняется зональностью, изученной на участке № 3, расположенном гипсометрически и стратиграфически ниже. В результате общая вертикальная зональность имеет вид:



Ртуть как главный рудный элемент этого месторождения оказывается «проходящим» элементом через все зоны. Если же упрощенно выразить основной принцип этой зональности по характерным элементам, то получим практически тот же ряд, что отмечался и выше: $(\text{Cu}), \text{Zn} \rightarrow \text{Pb} \rightarrow \text{Sb} \rightarrow \text{Hg}$.

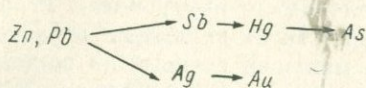
Таким образом, для сурьмяно-ртутных месторождений, согласных и несогласных, может быть установлена единая пространственная и временная последовательность минерализации: $\text{Cu}, \text{Zn, Pb} \rightarrow (\text{Au}, \text{Ag}) \rightarrow \text{Sb} \rightarrow \text{Hg} \rightarrow (\text{As})$, проявляющаяся в масштабе рудных полей и месторождений. Что же касается деталей строения отдельных тел, последовательности выделения минералов, то здесь намечается целый ряд отклонений, в частности в Салфер-Бенк антимонит, например, возникает позднее киновари.

В целом месторождения III группы, как видим, резко отличаются по ассоциациям рудных элементов и зональным рядам.

Общими постоянно сохраняющимися членами зонального ряда всех месторождений являются только цинк и свинец.

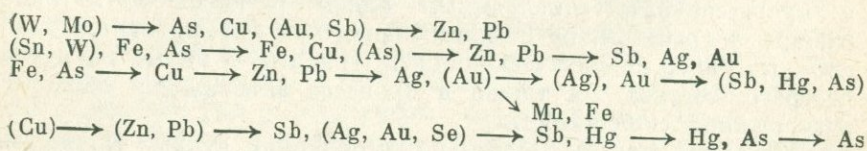
Медно-золоторудные месторождения позволяют проследить расположение более ранних по отношению к свинцу и цинку членов зонального ряда: $\text{W, Mo} \rightarrow \text{Mo}, \text{Cu} \rightarrow \text{Cu}, \text{As}, \text{Au} \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb}$.

Золото-серебряные и сурьмяно-ртутные месторождения наме-чают два различных случая проявления конечных членов зональ-ных рядов:



В случае совместного нахождения в близповерхностных низко-температурных месторождениях сурьмяно-ртутно-мышьяковой и золото-серебряной минерализации устанавливается, что макси-мум проявления их разобщен, причем серебро и золото приурочи-ваются к более центральным и глубоким частям зональных ко-лонок по сравнению с сурьмой, ртутью, мышьяком, т. е. Zn, Pb, (Sb, As) → Ag, Au, (Sb) → Sb, Hg, As. В то же время в жиль-ных золото-сурьмяных месторождениях обычно отмечается, что на верхних горизонтах содержания золота выше. С глубиной отно-шение Au/Sb уменьшается. Это указывает на двойственность взаимоотношений Sb ↔ Au в зональных рядах различных ти-пов месторождений.

В целом сводный зональный ряд рудных элементов и их ассо-циаций месторождений III группы может быть выражен сле-дующим образом:



Зональность месторождений с ассоциациями лито-халькофильных рудных элементов (IV группа)

Ассоциация лито-халькофильных рудных элементов харак-терна для многих эндогенных месторождений, располагающихся в зонах проявления гранитоидного магматизма (гранитов, грано-диоритов, кварцевых диоритов, монцонитов), а также малых интрузий и даек пестрого состава (гранит-порфиров, диоритов, габбро-диоритов, спессартитов, диоритовых порфиритов и лампро-фиров). Зональное распределение рудной минерализации для рассматриваемых месторождений — одно из характернейших их свойств. Именно для месторождений лито-халькофильной группы элементов были сделаны наиболее важные обобщения по зо-нальности В. Эммонсом, С. С. Смирновым, О. Д. Левицким и другими.

Закономерности в распределении рудной минерализации проявляются здесь в особенностях локализации руд, обогащенных различными рудными элементами, по отношению к интрузивам. В зональности оруденения месторождений находят отражение особенности морфологии и внутреннего строения интрузивных тел, а также особенности их залегания в разрезе осадочно-вулкано-генных толщ. В меньшей степени на зональности размещения различных типов оруденения сказываются состав и особенности структуры вмещающих интрузии пород.

Месторождения этой группы в отличие от большинства рассмотренных выше преимущественно несогласные, представленные жильными телами, штокверками, трубообразными, штокообразными и неправильными залежами, минерализованными зонами дробления или рассланцевания. Согласные залежи — избирательно замещенные горизонты вмещающих пород — встречаются редко. Непосредственно вмещающими оруденение породами являются как сами тела гранитоидов, так и породы их экзоконтакта. Зональность в распределении минерализации проявляется здесь в различных масштабах: в отдельных рудных телах, в пределах месторождения и всего рудного поля.

Месторождения рассматриваемой подгруппы наиболее характерны для складчатых областей и зон орогенного вулканизма. В истории геологического развития складчатых областей они возникают неоднократно: на прединверсионных стадиях в связи с прогрессивным гомотромным рядом развития магматизма (габбро → граниты), на поздних этапах при формировании антидромных рядов магматических пород (граниты → малые интрузии пестрого состава), а также в процессе активизации областей завершённой складчатости.

Месторождения IV группы по ассоциациям рудных элементов могут быть подразделены на следующие подгруппы.

1. Месторождения с ассоциацией рудных элементов (W), Cu, Mo, Zn, Pb, Au. Это месторождения медно-порфировые, медные и медно-молибденовые, вольфрамово-медно-молибденовые скарповые, а также некоторые кварцевожильные медно-молибденово-полиметаллические среди березитизированных пород.

2. Месторождения с ассоциацией рудных элементов Sn, W, Fe, Cu, Zn, Pb, (Sb, Hg). Это месторождения так называемых сульфидно-касситеритовой и сульфидно-силикатной формаций, представленные рудными жилами и метасоматическими зонами среди турмалин-хлоритовых и березитовых метасоматитов.

3. Месторождения с ассоциацией Au, (As), W, (Sb), включающие типичные золото-кварцевые, золото-малосульфидные, золото-шеелитовые месторождения, представленные кварцевыми жилами среди березитов или гумбеитов, или метасоматическими скарповыми зонами с золото-шеелитовой минерализацией.

4. Месторождения с ассоциацией Au, As, Mo, Zn, Pb, Sb. К этой подгруппе относятся разнообразные по составу, но тесно

пространственно и генетически связанные месторождения золото-мышьяково-молибденовые, золото-молибденовые, золото-молибденово-полиметаллические, полиметаллические с молибденом, золотом и сурьмой, представленные обычно кварцеворудными жилами среди турмалин-хлоритовых метасоматитов, березитов, гумбеитов, иногда с последующей интенсивной аргиллизацией пород.

5. Месторождения с ассоциацией рудных элементов W, Sb, Hg, известные в ряде районов СССР (Забайкалье, Кавказ), представленные штокверковыми зонами и пластообразными метасоматическими залежами среди аргиллизированных пород.

При характеристике зональности месторождений помимо опубликованных материалов использованы также результаты исследований авторов, в частности при описании оловорудных месторождений Малого Хингана, Приморья, Забайкалья, медно-молибденовых Армении, Казахстана, Средней Азии и др.

Молибденово-медные месторождения

Молибденово-медные месторождения разнообразны по ассоциациям сопутствующих элементов, представленных железом, цинком, свинцом, золотом, серебром, селеном, теллуrom, висмутом, по типам гидротермально измененных пород, по геологическим условиям образования.

Наиболее характерную группу среди них представляют медно-порфировые штокверковые месторождения, широко распространенные в пределах орогенных интрузивно-вулканогенных поясов. По соотношению меди и молибдена может быть намечен «изоморфный» ряд между существенно медными (Кюунрад, Алмалык и др.) и существенно молибденовыми месторождениями (Клаймакс, Эндако, Жирекен, Дастакерт и др.).

Рудоносные штокверки располагаются, как правило, в эндо-, экзоконтактовых зонах малых интрузий, представленных гранодиорит-порфирами, кварцевыми мондонитами, реже диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами и др. Такие интрузии являются или поздними дифференциатами многофазных плутонов габбродиорит-гранодиоритового состава, или жерловыми фациями вулканических аппаратов.

Зональность оруденения для главной группы — собственно меднопорфировых месторождений — проявляется по отношению к центральным частям штокверка — зонам максимального дробления и переработки пород, контактам интрузий или рудоконтролирующим разломам.

При сопоставлении молибденово-медных месторождений разных регионов И. Г. Павлова [147] обращает внимание на сохраняющуюся для большинства месторождений устойчивую горизонтальную и вертикальную первичную зональность, выражающуюся в смене молибденовой минерализации

медно-молибденовой, медной, свинцово-цинковой, как в плане (по направлению от центральной к периферической частям рудных штоков), так и по вертикали (снизу вверх по восстанию рудных тел).

Ниже рассмотрим зональность оруденения нескольких типичных меднопорфировых месторождений СССР.

Алмалыкское (Кальмакырское) месторождение детально изучалось А. В. Королевым, С. Т. Бадаловым, Р. И. Бутевой, В. В. Викторовым, И. М. Головановым и другими.

Закономерности распределения рудной минерализации в пределах месторождения в соответствии с данными указанных выше исследователей проявляются в смене оруденения снизу вверх: от более обогащенных молибденитом руд (с примесью вольфрама) к более медным [8, 50, 51, 93]. При этом постепенно повышаются содержания селена и теллура, а также золота и серебра, находящихся в виде примесей в пирите и халькопирите. Отношение Cu/Mo уменьшается с глубиной столь закономерно при возрастании абсолютных содержаний, что его предложено использовать как фактор оценки глубинности формирования руд [50]. В плане зональность концентрическая, но менее отчетливая: периферические части относительно обогащены медной и золото-медной минерализацией, тогда как внутренние — медно-молибденовой. В целом упорядоченный ряд зональности рудных элементов можно выразить для Кальмакырского месторождения следующим образом: $(W), Mo \rightarrow (Fe), Cu \rightarrow (Zn, Pb), Au, Ag$.

Обратим внимание на следующую выявленную закономерность: медно-молибденовое оруденение локализовано в определенном «горизонте» интрузивных пород. Этот «горизонт» примерно параллелен современной поверхности и как бы «трассирует» в теле гранитоидов продолжение покрова кварцевых порфиров, являющегося частью вмещающей интрузив вулканогенно-осадочной толщи. Таким образом, в масштабе рудного поля здесь намечается своего рода «стратификация» оруденения. Интересно в этой связи обратить внимание на высказывание А. М. Бетмана, который ранее уже подчеркивал, что руды многих меднопорфировых месторождений залегают определенными горизонтами, параллельными рельефу поверхности: «Месторождения представляют собой огромные пластообразные залежи, грубо параллельные рельефу земной поверхности и распространяющиеся на глубину в виде протуберанцев неправильной формы» [24, с. 484].

Наиболее крупное медно-молибденовое месторождение Армении — Каджаран — в отличие от Кальмакырского обладает асимметричной зональностью с четкой сменой оруденения по мере удаления от рудоконтролирующего Дебаклинского разлома. На основании работ И. Г. Магакьяна, К. А. Карамяна, С. С. Мкртчяна [126], геологов рудника установлено, что вдоль разлома среди калишпатовых метасоматитов проявлена магнетитовая минерализация (внутренняя зона), затем среди кварц-

серпидитовых метасоматитов следует широкая зона медно-молибденовой, максимально обогащенной молибденом, минерализации, далее от разлома — существенно медная (рис. 9).

В наиболее удаленных частях на флангах месторождения местами проявляется полиметаллическая минерализация, т. е. зональность соответствует схеме: $Fe \rightarrow Mo, (Cu) \rightarrow (Fe), Mo, Cu \rightarrow (Cu), Zn, Pb$.

По вертикали, как показано работами Б. С. Вартапетяна [25] и других исследователей, происходит смена руд снизу вверх в той же последовательности. Интересно, что проведенное Г. А. Туняном [194] изучение Айгедзорского, Личквасского, Тейского месторождений Армении позволило дополнить вертикальный ряд зональности медно-молибденового оруденения новым звеном — повышенным содержанием золота в верхней части полиметаллической зоны. В итоге для этой группы месторождений установлен единый пространственный и временной ряд выделения минералов различных рудных элементов в последовательности снизу вверх от ранних к поздним: $Fe \rightarrow Mo \rightarrow Cu, (Au) \rightarrow Zn, Pb, Au, (Ag)$.

Зональность метасоматических пород и руд Коунрадского месторождения детально изучалась Н. И. Наковником, К. С. Газизовой, С. Н. Гавриковой, И. М. Юдиным, З. М. Нурбаевым, А. И. Полетаевым и другими [39, 40, 128 и др.]. В результате установлено, что вертикальная зональность оруденения проявляется в относительном обогащении верхних горизонтов медью и мышьяком (энаргит-халькопиритовые руды), а нижних — молибденом. В плане зональность концентрическая: зоны с оруденением в виде подковы обрамляют шток гранодиорит-порфира, прорывающий липариты (рис. 9). В отличие от большинства известных случаев горизонтальная зональность здесь сходящаяся: зона с более богатой медной минерализацией располагается вдоль внутренней границы «подковы», а с молибденом — вдоль внешней.

Эту специфику зональности можно увязать с особенностями геологического строения месторождения: возникновением в центральной части вулканического аппарата. Шток гранодиорит-порфиров представляет собой экструзивное тело, на периферии его располагаются многочисленные тела взрывных брекчий, дайки диоритовых порфиритов, гранит-порфиров. В краевых частях штока среди липаритов проявились типичные фации вторичных кварцитов — андалузитовые, корунд-андалузитовые, монокварцевые. Очевидно, что эти краевые части штока были основными путями поступления гидротермальных растворов. Соответственно, если рассматривать размещение различных типов оруденения по отношению к зонам контакта, то последовательность смены рудных элементов становится обычной: $Mo \rightarrow Cu$.

Таким образом, зональность оруденения подчеркивает важную особенность Коунрадского месторождения — связь его

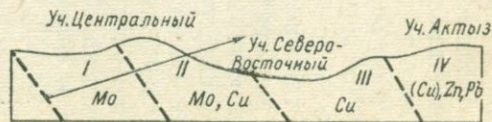
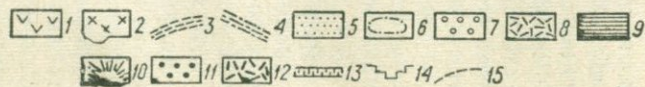
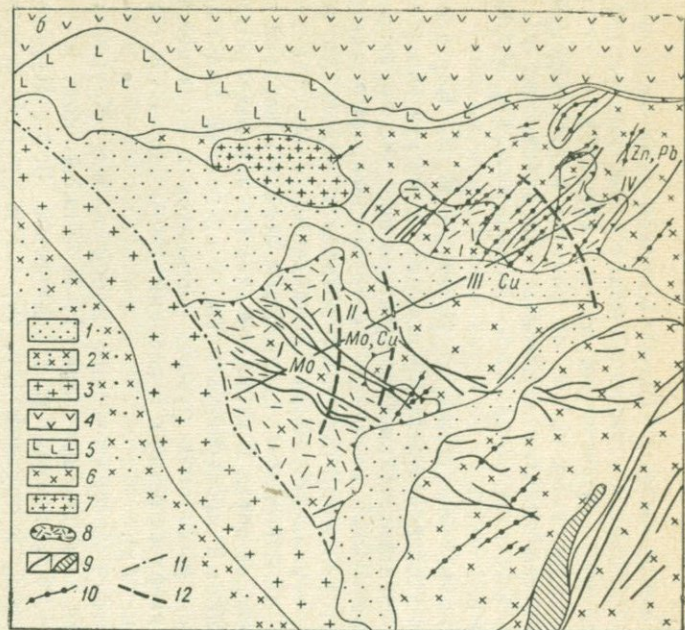
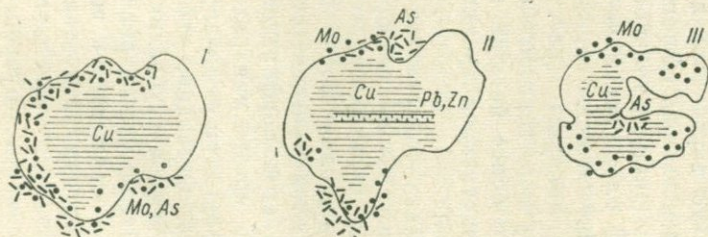
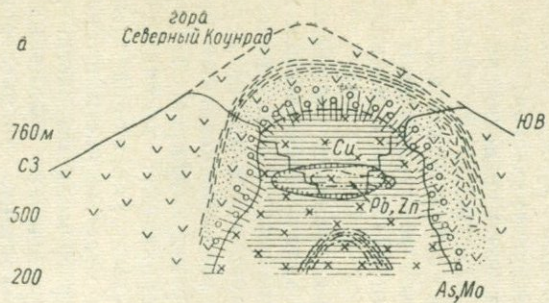


Рис. 9. Пример симметричной и асимметричной зональности оруденения меднопорфировых месторождений.

а — случай симметричной зональности с концентрическим расположением зон вокруг штока гранодиорит-порфиров (разрез и планы горизонтов I—III по планам И. М. Юлина [228]); 1 — липаритовые порфиры; 2 — гранодиорит-порфиры; 3—8 — метасоматические породы (3 — прожилки; 4 — армизимиты; 5 — кварц-серцитовые; 6 — кварц-кашмировые; 7 — кварц-андалузитовые; 8 — кварц-пиритовые); 9—13 — область преимущественного проявления оруденения (9 — мелито; 10 — молибденово-мышьякового; 11 — молибденового; 12 — мышьякового; 13 — свинцово-цинкового); 14 — современный контур поверхности месторождения и карьера; 15 — первоначальный контур штока гранодиорит-порфиров и горы Северный Коулар.

б — случай асимметричной зональности с расположением зон в висячем боку Дебакинского разлома (план и разрез по планам К. А. Карамьяна, А. С. Фарамазяна [126]); 1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — порфириновые гранодиориты; 3 — порфириновые граниты; 4 — порфирыты вулканогенно-осадочной толщи воцены; 5 — плагиоклаз-роговообманковые роговики; 6 — монцониты; 7 — диориты; 8 — контур штокаверха и гидротермально измененных пород; 9 — тайки гранодиорит-порфиров; 10 — кварц-карбонатные и кварц-сульфидные жилы; 11 — тектонические нарушения; 12 — границы зон оруденения.

с вулканическими фациями магматизма. В этом отношении оно существенно отличается от большинства других меднопорфировых месторождений СССР и обладает определенным сходством с молодыми вулканогенными месторождениями типа Браден, Чуквикамата (Чили), Кананеа (Мексика). Эти меднопорфировые месторождения залегают непосредственно в жерлах вулканов среди некков кварцевых порфиров (Кананеа) или гранит-порфиров (Браден). Рудные тела, имеющие трубчатые формы, прослеживаются на 400—700 м по вертикали, представлены прожилково-вкрапленными борнит-халькопирит-молибденитовыми рудами с пиритом, местами с энаргитом, теннантитом, сфалеритом, галенитом. Руды приурочены к брекчиям гранит-порфиров, кварцевых порфиров, преобразованных в кварц-серцитовые, кварц-кальшпат-биотитовые метасоматиты.

Для этих месторождений описана вертикальная зональность оруденения со сменой сверху вниз серебряно-полиметаллической → медно-полиметаллической → медной → медно-молибденовой минерализацией.

Меднопорфировые месторождения в связи с интрузиями кварцевых монцонитов широко распространены в юго-западных штатах США [236].

Так, Дж. Лоуэлл и Дж. Джилберт [238], обобщившие материалы по 27 меднопорфировым месторождениям, пришли к выводу о том, что зональность является столь характерным и выдержанным признаком этих месторождений, основываясь на котором, можно создать обобщенную модель зональности «типичного» меднопорфирового месторождения. По горизонтали последовательность проявления характерных ассоциаций рудных минералов соответствует ряду (от центра к периферии): халькопирит, молибденит → пирит → галенит, сфалерит (золото, серебро). По вертикали (снизу вверх): халькопирит, молибденит → пирит.

Для отдельных месторождений этот ряд варьирует. Так, для месторождения Санта-Рита указывается такая последовательность смены главных рудных минералов: молибденит, халькопирит → пирит → галенит, сфалерит,

серебро; для месторождения Ахо: молибденит → халькопирит → → пирит → спекулярит; для месторождения Бингем: молибденит → → борнит → халькопирит → пирит → галенит, сфалерит, серебро.

Обобщая все охарактеризованные в литературе случаи зонального распределения оруденения в меднопорфировых месторождениях, можно отметить следующее.

1. Наиболее устойчивой характеристикой зональности рассматриваемых месторождений является упорядоченный ряд расположения рудных элементов, проявляющийся с различной полнотой в пределах всех этих месторождений (Fe) → Mo, (Cu) → → Cu, (Mo) → Cu, Au → Cu, (Zn, Pb) → Zn, Pb, (Au, Ag). В отдельных месторождениях полнее проявлены конечные члены этого ряда, например в упоминавшейся Айгедзорской группе, в других — начальные.

2. Повсеместно устанавливается отчетливая вертикальная зональность оруденения, в подавляющем большинстве случаев прямая и лишь в единичных случаях — обратная*.

3. Горизонтальная зональность, как правило, концентрическая, обычно расходящаяся, т. е. со сменой Mo → Cu от центра к периферии, реже, как, например, для Каджаранского месторождения, асимметричная.

Последовательность развития минерализации во времени, так же как и упорядоченное расположение рудных минералов в зональных рядах, устойчива.

Оруденение обычно развивается многостадийно. Характерна последовательность развития во времени минеральных ассоциаций: кварц — серицит — молибденит — пирит → кварц — пирит — молибденит → халькопирит → пирит — халькопирит — сфалерит — галенит → кварц — кальцит — блеклые руды — энаргит — сфалерит — галенит — пирит.

Отдельные стадии могут выпадать или, напротив, проявляться максимально интенсивно. Соответственно всегда изменяется минеральный состав месторождений, соотношение рудных элементов, характер околожилных изменений.

Скарновые медно-молибденовые месторождения, известные в Казахстане (Саяк), Рудном Алтае, Хакассии, а также в Канаде (Пекан), США (Бингем), Японии (Минамисенно и др.), обладают зональностью, аналогичной рассмотренной для меднопорфировых, и локализуются также в экзо-, эндоконтактных зонах интрузий гранодиоритов, кварцевых монцонитов, гранитпорфиров. По мере удаления оруденения от интрузий обычно устанавливается следующая смена оруденения:

* В частности, для Сорского месторождения Хакассии В. Л. Хомичевым описана обратная вертикальная зональность с последовательным возрастанием роли сульфидов меди, а далее свинца и цинка с глубиной.

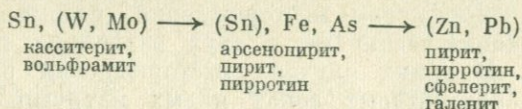
Месторождения первого типа — мио- и эвгеосинклинальных зон, связанные с малыми интрузиями гранит-гранодиоритового ряда, залегают, как правило, в экзоконтактовых зонах гранитоидов. Месторождения обычно представлены системами жил или линейных минерализованных зон дробления и расщепления пород, реже штокверками. Как правило, они развиваются в над- и околоинтрузивных зонах среди осадочных толщ песчаников и сланцев, реже среди осадочно-вулканогенных пород, представленных кислыми эффузивами, их туфами, лавобрекчиями, чередующимися с конгломератами, песчаниками, сланцами.

По характерным ассоциациям рудных элементов среди них могут быть выделены: 1) Sn, (W, Bi), Fe, As, с широким развитием железистых силикатов, арсенопирита, пирита и пирротина; 2) Sn, (Fe), Zn, Pb, (Sb, Hg), иногда переходящие в самостоятельные полиметаллические тела; 3) Sn, (W, As), Cu, (Zn, Pb), с тесной парагенетической связью касситерита и халькопирита.

Зональность оруденения в различных месторождениях имеет свои особенности, вместе с тем выявляются и общие черты, позволяющие наметить единый ряд зональности рудных элементов.

1. Зональность месторождений с ассоциацией Sn, Fe, As рассмотрена в работах А. А. Толока, Я. В. Яковлева и других для Октябрьской группы месторождений Приморья и Улахан-Эгеляхского месторождения Якутии. Месторождения представлены минерализованными жильными зонами среди песчано-сланцевых толщ, прорванных сериями даек порфириров и малыми интрузиями гранит-порфириров и кварцевых порфириров (Октябрьское месторождение).

Можно наметить следующий обобщенный ряд зональности рудных элементов [192]:



Начальные члены зонального ряда располагаются при этом ближе к интрузии гранит-порфириров и кварцевых порфириров и на более глубоких горизонтах.

Среди измененных пород сульфиды железа имеют незначительное распространение, главными железосодержащими минералами в них являются железистые силикаты: турмалин, железистые слюды (биотит, лепидомелан), железистые и железисто-магнетитовые хлориты (шамозит, тюрингит), пиррохлор.

К этому типу может быть отнесено также Смирновское месторождение (Приморье), Валькумейское (Чукотка) и многие другие. Для смирновской группы месторождений А. И. Александров, Г. П. Василенко выделили следующие зоны: касситерит-турмалиновую, пирротинную, полиметаллическую, карбонатную. При этом пирротинную зону Г. П. Василенко удалось подразделить в свою очередь на пиритовую, арсенопиритовую, пирротин-

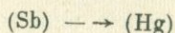
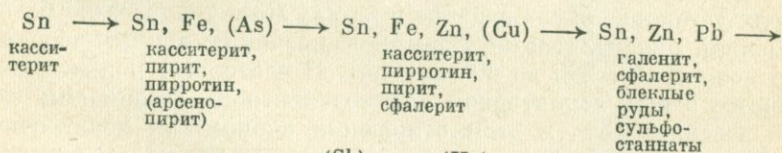
сфалеритовую. Выразив этот ряд по рудным элементам, получим $\text{Sn} \rightarrow \text{Fe} \rightarrow \text{Fe}, \text{As} \rightarrow \text{Fe}, \text{Zn} \rightarrow \text{Zn}, \text{Pb}$.

Рудная зональность залегающего в экзо-, эндоконтакте гранитного массива жильного месторождения Валькумей (Чукотка), охарактеризованная в работах Б. Л. Флерова, С. Ф. Лугова [112], проявляется в смене снизу вверх и к флангам арсенопирит-касситеритовой минерализации сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит) и антимонитом. Характерно, что максимальные содержания касситерита фиксируются в жилах вблизи пересечения ими зоны контакта граниты—сланцы. В плоскости жил распределение минерализации неравномерно: намечаются «струи», «рудные столбы», располагающиеся, как установлено В. К. Денисенко и И. А. Неженским, параллельно контактам гранитного массива. Встречаются жилы и с обратной зональностью. Так, жила № 76 характеризуется возрастанием количества сульфидов с глубиной, начиная с горизонта 120 м (главным образом пирит и халькопирит) и вплоть до горизонта —50 м, где сульфиды исчезают и возрастает количество касситерита.

Проявление в рудных телах то прямой, то обратной зональности, возможно, является следствием различных срезов рудных тел, обладающих «чехольной» зональностью. Зональность метасоматически измененных пород, однако, в целом однонаправленная. Снизу вверх зоны грейзенизации и кварц-турмалиновых изменений вмещающих пород сменяются зонами серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с карбонатами и адуляром. Последовательность развития рудной минерализации: касситерит, арсенопирит, (вольфрамит) \rightarrow пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит \rightarrow антимонит.

2. Зональность месторождений с ассоциацией элементов Sn , (Fe) , Zn , Pb , (Sb, Hg) для месторождений Якутии (Депутатское, Эге-Хая и др.), Приморья (Хрустальное, Рудное, Фурмановское и др.), Забайкалья (Хапчерангинское) описана О. Д. Левицким, И. Я. Некрасовым, Д. О. Онтеевым, В. Л. Флеровым, Я. Я. Яковлевым, Я. Н. Индолевым, Ю. В. Лиром, И. Н. Кигаем, В. Н. Дубровским и другими.

В качестве типового можно указать следующий зональный ряд рудных элементов:



антимонит кинноварь

Для сульфидно-касситеритовых месторождений характерно отчетливое проявление зональности средних членов этого ряда с пространственной разобщенностью пирит-пирротиновых, пирротин-сфалеритовых, сфалерит-галенитовых руд, а также проявление

в ряде месторождений на флангах сурьмяной и ртутной минерализации.

В частности, И. Я. Некрасовым [131] для внешних зон Депутатского месторождения отмечено появление антимонита, а еще на большем удалении (~6 км) — киновари. Своеобразный минеральный парагенезис: антимонит, киноварь, халцедоновидный кварц, колломорфный касситерит, турмалин — установлен для северной периферии Комсомольского рудного поля [122]. Сурьмяно-ртутная минерализация отмечается также на южных флангах Хапчерангинского месторождения и на ряде других месторождений.

В целом зональный ряд оловянно-полиметаллических месторождений отражает все стадии эволюции гидротермальных растворов от ранних высокотемпературных до заключительных низкотемпературных.

3. Месторождения с ассоциацией элементов Sn, (W), As, Cu, (Zn, Pb), характеризующиеся довольно высоким содержанием меди (халькопирита), можно рассматривать как своеобразную фациальную разновидность силикатно- и сульфидно-касситеритовых формаций. Так, для Комсомольского рудного района Приамурья смена оруденения Sn → Sn, Cu установлена только на юго-восточном фланге (Фестивальное месторождение) при переходе зон минерализации из юрских осадочных пород в нижнемеловые эффузивы.

На Фестивальном участке касситерит-турмалин-кварцевые жилы с небольшим количеством арсенопирита, пирита, пирротина переходят по восстанию в кварц-касситерит-сульфидные с крупными гнездами и самостоятельными прожилками халькопирита, выделениями галенита, сфалерита, станнина, пирита, пирротина.

В то же время в направлении простирания региональных структур района с юго-запада на северо-восток по мере удаления от гранитов происходит изменение минерализации по более обычной схеме: Sn → Cu, Zn, Pb → Sb, Hg. Смена оруденения Sn → Sn, Cu характерна, как известно, для Корнуолла, полный ряд зональности которого на основании работ К. Хоскинга [237] был приведен выше (с. 13).

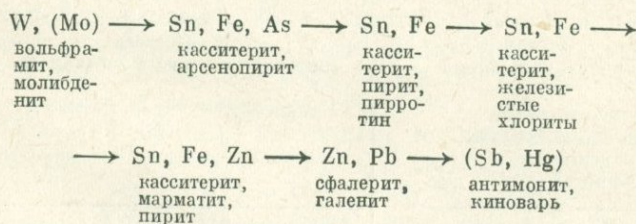
Следует, однако, иметь в виду, что работами Р. Покли и других установлено совмещение в жилах Корнуолла резко разновременной минерализации, формировавшейся по данным абсолютного возраста от 290 до 60 млн. лет. В частности, появление во внешних зонах характерной «пятиэлементной» ассоциации следует рассматривать в этом отношении скорее как исключение, чем общее правило зональности медно-оловянных месторождений. Сопоставляя особенности зональности различных силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождений, можно прийти к следующим выводам.

1. Намеченные для силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождений три ряда зональности близки, но различаются,

как мы видим, неодинаковой полнотой проявления отдельных звеньев: Fe, As, Cu или Zn, Pb. Можно также установить, что молибден для них не характерен. Висмут типичен для месторождений с ассоциацией Sn, Fe, As, причем он дает повышенные концентрации как в зонах с арсенопиритом и леллингитом, где встречается в виде самородного висмута и висмутина, так и в зонах с полиметаллической минерализацией, за счет повышенного содержания его в галените. Для полиметаллических зон характерны также более высокие содержания сурьмы.

2. В качестве общей закономерности, выявленной работами М. И. Ициксона, Е. А. Радкевич, Г. А. Осиповой, Н. Н. Никулина и других исследователей, отмечена повышенная индиенность касситерита и относительно низкие содержания в нем ниобия и тантала по сравнению с другими типами оловянных месторождений. Направленное изменение содержаний элементов-примесей в касситерите: возрастание индия и уменьшение ниобия и тантала по мере перехода от нижних к верхним горизонтам, устойчивость этой закономерности позволила предложить Н. Н. Никулину использовать отношение Nb/In в касситерите для оценки глубины формирования оруденения.

3. Зональность проявляется в районах распространения сульфидно- и силикатно-касситеритовых месторождений в пределах рудных полей, месторождений, отдельных рудных тел, причем выявляется подобие зональности в различных масштабах. Наиболее полно ряд зональности прослеживается в горизонтальном направлении в масштабе рудного поля. Примеры многих рудных районов СССР (Приморье, Якутия, Забайкалье и др.), Корнуолла, Тасмании позволяют проследить по мере удаления от гранитоидов во вмещающие породы полный ряд зональности: от оловянного до сурьмяно-ртутного оруденения. Помимо Корнуолла не менее яркий пример — Хапчерангинское рудное поле (Забайкалье). В его пределах, по данным Г. А. Мельникова, Д. О. Онтоева [144] и других, по мере удаления от штока гранитов на расстоянии около 10 км происходит следующая смена оруденения:



4. ⁵Вертикальная зональность в пределах минерализованных зон проявляется в меньшем диапазоне. Если в рудных полях намечается по горизонтали до 4—5 зон, резко различающихся по минерализации, то по вертикали в пределах отдельных

рудных тел происходит смена двух, редко трех зон на расстоянии 600—700 м: Sn → Sn, Cu; Sn, Fe, Cu → Zn, Pb.

Вертикальная зональность в пределах рудных тел в большинстве случаев прямая однонаправленная, т. е. снизу вверх от элементов, характерных для начальных членов приведенных рядов, к конечным. Для месторождений Хрустальное и Рудное (Приморье) О. Д. Левицким и В. И. Смирновым [105] была установлена обратная зональность с переходом сверху вниз оловорудных жил в полиметаллические. И. Н. Кигай и В. Н. Дубровский [73, 85] уточнили эту закономерность и отметили, что обратная зональность характерна для нижних частей рудных зон и жил, тогда как прямая — для верхних. В целом ими была предложена схема «чехольной» зональности рудных тел: в центре наиболее богатая оловянная минерализация; на флангах, вверх и вниз по восстанию — все возрастающее содержание сульфидов.

И. Я. Некрасов, а также Я. В. Яковлев на примере месторождений Якутии подчеркнули, что олово, присутствующее в верхней и нижней частях месторождений, различно по формам нахождения. В нижних частях тел возрастает роль станнина. Верхние и нижние зоны отличаются также и по сопутствующим оруденению метасоматитам.

Таким образом, «симметричность» зональности рудных тел по вертикали проявляется лишь в особенностях распределения некоторых рудных элементов и нарушается при рассмотрении зональности с учетом минерального состава, форм проявления рудных элементов и состава гидротермально измененных пород.

5. Вертикальная зональность отдельных рудных тел, как показано в работах Е. А. Радкевич, В. В. Онихимовского, Ю. Н. и Э. М. Размахниных и др., проявляется на фоне закономерной смены различных по составу пород в разрезе и региональной вертикальной зональности метасоматических пород. В частности, на примере Комсомольского рудного района установлена зависимость состава и зональности рудных тел от положения их в стратиграфическом разрезе юрско-меловой вулканогенно-осадочной толщи [122].

Состав вмещающих пород	Состав минерализованных жильных зон
Плагноклазовые, роговообманковые, пироксеновые порфириды (K ₂)	Касситерит-полиметаллический (Sn, Zn, Pb)
Дацинты, кварцевые порфириды, конгломераты (K ₁)	Касситерит-халькопиритовый (с арсенопиритом) (Sn, As, Cu)
Песчаники и алевролиты (J ₁)	Турмалин-касситеритовый (Sn)

Для Приморья (Кавалеровского, Фурмановского, Иманского и других рудных районов) выявлена трехчленная вертикальная зональность регионально проявленных дорудных (догранитных) метасоматитов и закономерное размещение на их фоне силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений [158]:

Зоны региональных метасоматических изменений	Зоны локальных метасоматитов и оруденения	
Верхняя (внешняя) «Березитовые» метасоматиты (кварц, альбит, шприт, серицит, гидрослюда, карбонат)	Надрудная зона Незначительные изменения пород	
Средняя (внутренняя) «Пропилитовые» метасоматиты (кварц, серицит, гидрослюда, хлорит, альбит, микроклин)	Рудная зона с силикатно-сульфидно-касситеритовыми месторождениями Кварцевые метасоматиты с жилками эпидота, хлорита, актинолита, карбоната, шприта, сфалерита, галенита, касситерита	↑ Осаждение оснований, в том числе олова
Нижняя (тыловая) «Биотитовые» метасоматиты (биотит, кварц, калишпат, альбит), повышенные содержания олова в биотите	Рудогенерирующая зона Безрудные кварцевые, кварц-микроклин-альбитовые метасоматиты	Вынос оснований, в том числе олова

В частности, установлено, что промышленные руды возникают при развитии оруденения в пределах средней пропиловитовой зоны, над «первично» обогащенной оловом «биотитовой» зоной.

6. На основе изучения Депутатского, Илинтасского, Алыс-Хаинского, Бургочанского, Эге-Хаинского, Киргиляхского и ряда других месторождений Якутии Б. Л. Флеровым, Л. Н. Индолевым, Я. В. Яковлевым, Б. Я. Бичусом установлен «оптимальный уровень» развития оруденения, располагавшийся в период рудообразования на глубине 1300—1400 м от палеоповерхности. Выявлена важная закономерность: о примерной параллельности «единого оптимального уровня оруденения в рудных узлах» и палеорельефа, а также о параллельности поверхности современного рельефа и палеорельефа (рис. 10).

7. Морфология зон с различным оруденением в пределах рассматриваемых месторождений определяется расположением систем жил по отношению к гранитам. При одностороннем развитии трещин в околотрузивной зоне, как это имеет место, например, на Хапчерангинском месторождении, возникает «лучевая» зональность с последовательной сменой оруденения в одном направлении. В надынтрузивной зоне, несмотря на линейное расположение жил, обычно возникает концентрическая

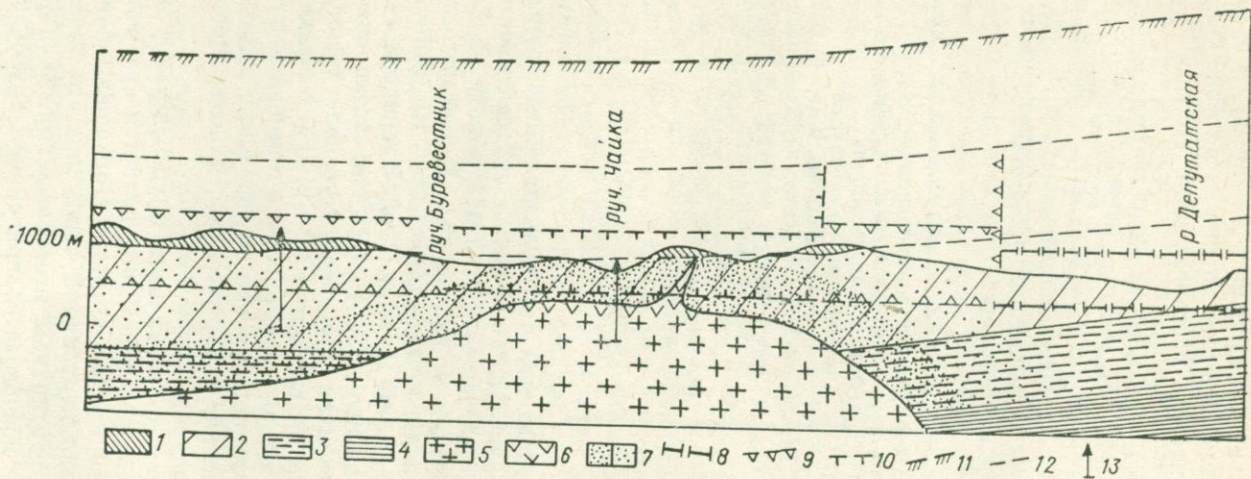


Рис. 10. Расположение различных типов оруденения сульфидно-касситеритовых месторождений относительно поверхности массива и палеоповерхности (по Б. Л. Флерову и др. [42]).

1—4 — толща песчаников, алевролитов и аргиллитов (1 — J_3^3 , 2 — J_3^2 , 3 — J_3^1 , 4 — J_2); 5 — граниты; 6 — грейзены; 7 — контактовый ореол; границы распространения: 8 — кварц-карбонатных жил с галенитом и сфалеритом, 9 — касситерит-хлорит-кварцевых жил, 10 — касситерит-сульфидно-кварцевых жил с турмалином; 11—12 — палеоповерхности (11 — K_{1-2} , 12 — J_3^2 и J_3^3); 13 — структурные скважины.

расходящаяся зональность. Такой случай характерен, в частности, для Депутатского месторождения.

8. Установлено, что в плоскости жил границы зон с различной минерализацией, так же как и рудные столбы, располагаются вблизи гранитов примерно параллельно контактам, а в экзоконтактной зоне — как биссектрисы углов, образованных горизонтальной линией поверхности и линией наклона контакта. В частности, это положение было отмечено для Корнуолла.

9. Справедливо для большинства месторождений, что максимальная контрастность зональности характерна для околоинтрузивных тел, а зональность удаленных тел всегда более растянута, с менее резким различием верхних и нижних зон.

10. В общем случае справедливо также следующее положение: рудные тела в непосредственной близости от контакта имеют меньший вертикальный диапазон рудоносности, по мере удаления от интрузий выдержанность оруденения на глубину увеличивается.

Все высказанное позволяет в основных чертах наметить общую схему зональности силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождений, располагающихся в экзоконтактных зонах гранитов. Эту схему можно считать, по-видимому, общей для многих типов гидротермальных месторождений, располагающихся вблизи интрузий. Рудные тела локализируются в пределах примерно горизонтального рудо локализирующего слоя мощностью от 600—700 до 1000 м, который располагался в период рудообразования в первом приближении параллельно палеоповерхности. Осевой плоскостью этого слоя является оптимальный уровень рудоносности, залегающий на глубинах 1300—1400 м от палеоповерхности. В пределах этого слоя оруденение располагается вдоль систем секущих разрывных нарушений в виде жил, минерализованных зон и т. д. Изменение минерализации происходит в плоскости этих нарушений по простиранию, падению и мощности. По отношению к осевой плоскости в размещении минеральных парагенезисов и оруденения вверх и вниз могут проявляться элементы симметрии (щелочные → кислые → щелочные парагенезисы, сульфиды → касситерит → сульфиды). По мере удаления от гранитов к периферии в пределах рудо локализирующего слоя происходит смена оруденения: (W), Sn → Fe → Cu → Zn → Pb → Sb → Hg (по главным элементам).

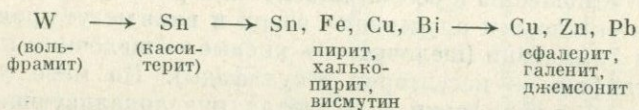
На контакте с интрузией в пределах рудных тел границы зон с разной минерализацией параллельны контактам и могут быть круто наклоненными. В ближайшем экзоконтакте они приближаются к положению биссектрис угла между поверхностями рельефа и контакта. На большом удалении от гранитов границы выполаживаются, оруденение приобретает черты «стратиформности». Как следствие такого расположения границ зон в плоскости рудоконтролирующих нарушений возникает отмечавшаяся закономерность максимальной контрастности зональности в телах,

располагающихся вблизи контактов гранитов, и «растянутой» зональности в телах на удалении, а также характерность большего вертикального диапазона оруденения сульфидных жил на флангах по сравнению с жилами в надкупольной части гранитов.

Месторождения второго типа — зон орогенного вулканизма — залегают среди осадочно-вулканогенных толщ и прорывающих их малых интрузий гранит-порфиров, кварцевых порфиров, штоков и этмолитов дацит-липаритового состава (Потози, Лаллагуа, Оруро и др.), в трубках эруптивных брекчий и газовых прорывов (Хинганское, Шерловогорское).

Зональность рудных тел месторождений этого типа отчетливая концентрическая или, при неполном выражении, дугообразная. Соответственно и для рудных тел характерны трубо- и воронкообразные формы, столбообразные зоны минерализованных брекчий или веерообразные системы жил, сложно переплетающихся и создающих в горизонтальных сечениях округлые очертания продуктивных зон. В глубоко эродированных вулканических постройках оруденелые зоны нередко продолжают среди подстилающих пород. Эти месторождения обладают наиболее сложным составом руд, для них характерна ассоциация Sn, Bi, As, Ag, Cu, Zn, Pb, Au.

На основании данных, приведенных в работах Ф. Альфельда, В. Дабу, Ф. Тернера, Р. М. Константинова, а также Ф. К. Шипулина и В. И. Казанского [215], может быть намечен следующий упорядоченный ряд расположения рудных элементов: Sn, (W) → Sn, (W), Bi, Cu, → (Sn), Ag → Zn, Pb. Однако в отдельных месторождениях проявляется, как правило, лишь часть этого зонального ряда. Так, на месторождении Оруро (Боливия) полно представлено, по существу, лишь одно звено зонального ряда, которое в свою очередь может быть подразделено на несколько подзон: Sn → Sn, Ag → Ag. Для Потози характерна зональность Sn, W, Bi, Cu → (Sn), Ag → Zn, Pb. На месторождении Чоролок



На месторождении Тасна проявляется зональность Sn → Sn, Bi → Cu, (W), т. е. как бы дифференцируется вторая зона вышеприведенного сводного ряда.

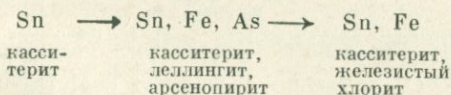
Для вулканогенных месторождений значительно чаще отмечаются случаи обратной вертикальной зональности. В частности, на месторождении Оруро происходит смена по падению жил оловянного оруденения серебряным; на месторождении Караколес — оловянного медно-висмутовым. Для ряда месторождений характерна чехольная зональность, в частности для Лаллагуа, где богатые касситеритом «ядра» окружены существенно сульфидными рудами с поздним касситеритом. В ка-

честве примера может быть приведена также зональность Хинганского месторождения, изучавшегося Г. В. Ициксон и одним из авторов, а позднее И. Г. Хельвас, Г. Г. Грушкиным [142, 210]. Это месторождение приурочено к зонам взрывных брекчий, прорывающих гранит-порфиры и вмещающие их кварцевые порфиры. Интрузия гранит-порфиров в пределах месторождения представляет собой пологопадающее тело, рассматриваемое как послонное внедрение в покровы кварцевых порфиров.

Установлено шесть рудных тел, которые имеют воронко- и трубообразную форму и сложены брекчиями кварцевых порфиров, гранит-порфиров, цементированных тонкораздробленным материалом этих пород с прожилками кварц-касситерит-флюоритового, касситерит-леллингит-арсенопиритового, касситерит-кварц-хлоритового состава. Рудные тела, приуроченные к экстрезивным брекчиям, в плане располагаются в виде подковы, а на глубину уходят двумя системами рудных тел (рис. 11, а). На глубину каждое тело прослеживается на 60—240 м, располагаясь в разрезе кулисообразно, они в целом позволяют проследить изменение минерализации на расстоянии около 800 м.

Для рудных тел характерна концентрическая расходящаяся зональность [210]: касситерит-кварц-флюоритовая минерализация (I зона), проявленная в центральных и верхних частях тел, сменяется минерализацией с повышенным содержанием сульфидов — леллингита, арсенопирита (II зона) — и далее к периферии или на глубину касситерит-кварц-хлоритовой с сульфидами (III зона).

При сопоставлении особенностей минерализации различных тел в разрезе выявляется закономерное увеличение в каждом более глубоко расположенном рудном теле нижней зоны, что отчетливо видно из данных, приведенных И. Г. Хельвас и Г. Г. Грушкиным. Соотношение протяженности зон I, II, III закономерно изменяется во все более глубоко расположенных рудных телах [210]. Так, в верхних рудных телах вертикальная протяженность зон I, II, III составляет соответственно 45, 30, 25 м, а в нижних — уже 27, 32, 41 м, т. е. происходит явное увеличение с глубиной относительной роли касситерит-кварц-хлорит-сульфидной минерализации. В целом ряд зональности рудных элементов может быть выражен следующим образом:



или $\text{Sn, W} \longrightarrow \text{Sn} \longrightarrow \text{Sn, Fe, As} \longrightarrow \text{Sn, Cu, Zn}$

Наиболее полно зональность проявлена в пределах Северного рудного тела. Ряд зональности там следующий: W, Sn → Sn → Sn, Fe, As → Sn, Cu, Zn. Установлено [210] закономерное возрастание с глубиной железистости хлорита, содержания скандия,

ниобия и уменьшение концентрации индия (от 0,1% на верхних до 0,03% на нижних горизонтах) в касситерите.

В целом на Хинганском месторождении полно проявлены основные особенности вулканогенных оловорудных месторождений: как правило, они приурочиваются к интрузиям гранит-порфиров, расположенным среди покровов кислых вулканитов, локализуются в зонах эруптивных брекчий; для рудных тел характерны трубообразные или жильные формы, симметричная «чехольная» в плане и однонаправленная обратная вертикальная зональность.

Важно обратить внимание также на то обстоятельство, что от-

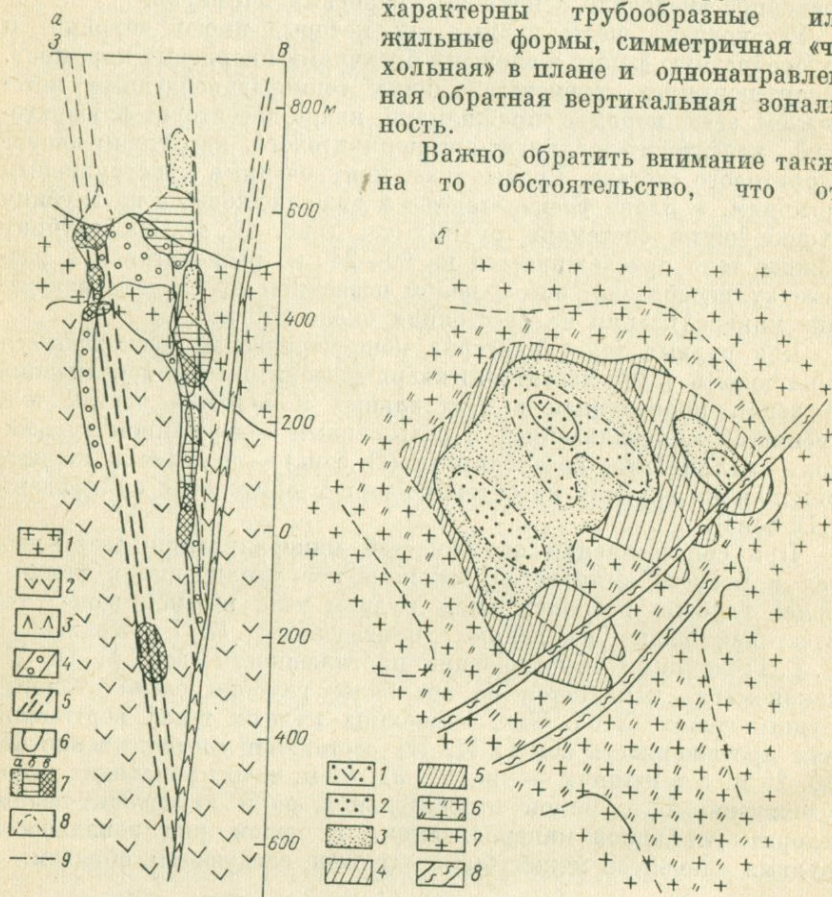


Рис. 11. Зональность Хинганского месторождения.

а — разрез (по И. Г. Хельвас и Г. Г. Грушкину [210]): 1 — гранит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры; 3 — дайки порфиров; 4 — зоны брекчий; 5 — тектонические нарушения; 6 — рудные тела; 7 — зоны различной минерализации (а — касситерит-кварц-хлорит-флюорит; б — переходная между а и в; в — касситерит-арсенопирит-леллингит-марказит-кварц-серцит); 8 — эродированные части рудных тел; 9 — палеоповерхность периода рудообразования.

б — поперечное сечение одного из рудных тел: 1, 2 — зоны интенсивной касситерит-флюоритовой, касситерит-хлорит-кварцевой минерализации (1 — с вольфрамитом; 2 — без вольфрамита); 3 — зона флюорит-кварцевой минерализации с касситеритом; 4, 5 — зоны с сульфидной минерализацией (5 — участки с наиболее интенсивной сульфидизацией); 6 — зона безрудных хлорит-кварцевых и кварц-флюоритовых прожилков; 7 — малоизмененные граниты; 8 — тектонические нарушения.

дельные рудные тела, имеющие небольшую протяженность по вертикали (40—60 до 200—250 м), могут располагаться несколькими «этажами», иметь суммарно большую протяженность (до 1000 м), выходить за пределы интрузий во вмещающие их породы, а в ряде случаев продолжаться и в подстилающих более древних породах.

Золото-вольфрамовые и золото-мышьяковые месторождения

Месторождения, представленные золотоносными кварцевыми жилами с различным количеством шеелита, сульфидов, сульфосолей, залегающие среди различных по составу пород, преобразованных в березиты, листвениты, турмалиновые метасоматиты, относятся в формационных классификациях к золото-кварцевым, золото-малосульфидным и золото-сульфидным месторождениям, а в генетических классификациях — к высоко- и среднетемпературным гидротермальным. Как правило, месторождения этого типа наблюдаются в полях интенсивного развития даек гранитоидов (гранит-порфиров, плагιοгранит-порфиров, плагиосиенит-порфиров и др.) и лампрофиров. Характерным типом гидротермальных изменений является березитизация пород вдоль жил, залегающих в кислых и средних по составу породах (сланцах, гранитоидах), и лиственитизация гипербазитов и основных вулканитов. В связи с наиболее ранними минеральными парагенезисами с шеелитом и арсенопиритом нередко проявляется турмалинизация пород.

По составу руды (Au, W, As) могут быть подразделены на вольфрамово-золоторудные, для которых шеелит — характерный минерал (Великостровское, Кумакское месторождения Урала), и кварц-золото-мышьяковые с переменным количеством арсенопирита (Кочкарское, Урал; Коммунарское, Западная Сибирь; Советское, Енисейский край; Нежданинское, Южное Верхоянье). Из зарубежных месторождений к этой группе можно отнести такие, как Колар (Индия), Поркупайн (Канада), Морро-Велло (Бразилия) и др.

В этих месторождениях в ряде случаев, обычно на глубоких горизонтах, появляется шеелит. В целом это единая группа месторождений с близкими чертами зональности оруденения. Одной из наиболее общих черт является возрастание четкости (контрастности) зональности по мере усложнения минерального состава.

Для кварц-золотоносных жил типа месторождений Колар, Поркупайн характерны относительно малая степень изменчивости минерализации с глубиной и сохранение типа гидротермально измененных пород. На это обращали внимание Г. Шнейдерхён, Ч. Парк и другие. Для рудника Колар [150], отработанного до глубин более 3000 м, установлено лишь некоторое уменьшение содержания золота (от 10 г/т до 6 г/т) при возрастании его пробы (от 800 до 930).

В месторождениях с большим количеством сульфидов и шелита зональность проявляется значительно отчетливей (Кочкарское, Кумакское, Советское, Коммунарское, Каральвеевское и др.). Протяженность жил здесь, как правило, значительно меньшая (по сравнению с месторождением Колар), достигает 900—1000 м. Здесь как бы четко проявляется общее правило: чем отчетливее и контрастнее зональность, тем меньше протяженность рудных тел.

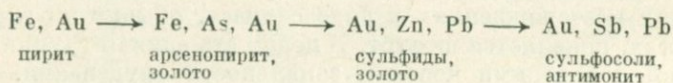
Интересно также подчеркнуть, что, хотя подавляющее большинство рассматриваемых месторождений являются типично секущими, образованными жильными телами, распространяющимися на значительную глубину и пересекающими различные породы, известны и согласные «стратиформные» месторождения с минерализацией этого типа. Наиболее яркий пример — месторождение Морро-Велло, где жилообразные кварцевые тела представляют собой согласно залегающие залежи в пределах сложно деформированных горизонтов сидеритового состава. Выявлено две зоны согласных тел, располагающихся параллельно друг другу в двух стратиграфических горизонтах сидеритов на расстоянии около 1500 м среди вулканогенно-осадочных пород.

В секущих месторождениях стратиформность оруденения — приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам пород — проявляется в ряде случаев в неравномерном распределении содержаний в пределах жил. Участки в местах пересечения углистых сланцев или пород основного состава нередко оказываются обогащенными золотом.

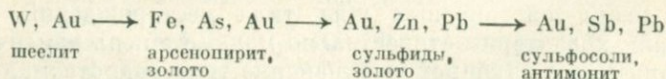
В результате работ Н. И. и М. Б. Бородаевских, Н. В. Петровской, Д. А. Тимофеевского, Г. М. Вировлянского, В. А. Нарсеева и других [21, 22, 31, 129, 150] детально изучена зональность многих отечественных золоторудных месторождений рассматриваемого типа.

Общий ряд зональности этих месторождений можно представить следующим образом.

Для мышьяково-золоторудных разностей



Для вольфрамово-золоторудных



Месторождения с относительно полно проявленными начальными звеньями относятся к малосульфидным, в случае широко проявленных поздних звеньев зонального ряда — к золото-сульфидным.

Сопоставляя различные золоторудные месторождения, содержащие в качестве характерного элемента руд вольфрам, можно проследить переход от золото-кварцевых малосульфидных рудных тел с шеелитом к золото-мышьяковым типа Кочкарского месторождения с резко подчиненной ролью шеелита и далее — к золото-сульфидным полиметаллическим, сменяющимся золото-сульфидными с повышенной ролью сурьмы вплоть до самостоятельных золото-антимонитовых жил.

Рассмотренный ряд довольно полно может быть прослежен на примере золоторудных месторождений Урала, где проявлены собственно шеелитовые (Великопетровское) с резко подчиненной ролью золота, золото-малосульфидные с шеелитом (Кумакское), золото-мышьяковые (Кочкарское), золото-полисульфидные (Березовское), золото-мышьяково-сурьмяные месторождения (Коломенское).

Наиболее характерной чертой зональности золото-вольфрамовых жильных месторождений — Токурского, Осиновского, Кумакского — является устойчивая тенденция к обогащению шеелитом по отношению к золоту более глубоких горизонтов рудных тел, возрастание с глубиной роли сульфидов, в частности арсенопирита, тесно ассоциирующего с золотом при большем распространении на верхних горизонтах пирита, сфалерита, галенита, сульфоантимонитов свинца и серебра.

С глубиной возрастает также пробытность золота. Такие особенности описаны, в частности, В. Г. Моисеенко, И. И. Фатьяновым [125] и другими для Токурского (Приамурье), С. В. Седеком [170] для Неждановского (Южное Верхоянье) месторождений. Те же тенденции, в частности возрастание с глубиной содержания вольфрама, отмечались в работах М. Н. Альбова, Н. В. Куклина и других для многих вольфрамово-золоторудных месторождений Урала. Так, в пределах Кумакского месторождения, представленного линейно вытянутыми зонами минерализованных пород с серией кварц-золото-пиритовых, золото-полиметаллических, шеелит-кварцевых, золото-тетрадимит-кварцевых прожилков, М. И. Воином [34] описана зональность в пределах как отдельных рудных зон, так и всего месторождения в целом.

Зональность проявляется здесь по отношению к массиву гранодиоритов и небольшим телам кварцевых диоритов. Вблизи них проявлена кварц-золоторудная ассоциация с шеелитом, на удалении сотен метров — кварц-золото-пиритовая и еще далее — кварц-сульфидная (халькопирит, сфалерит, галенит).

В целом для рассматриваемых месторождений характерен ряд (Fe), Au, (W) → (Au, Fe, As) → Au (Cu, Zn, Pb) ↗ Au, Sb ↘ Au, Fe.

Последовательность развития минерализации в общем случае для большинства кварц-золоторудных с шеелитом месторождений нормальная регрессивная, с очередностью образования пара-

генезисов: кварц-золото-шеелитовый, нередко с арсенопиритом и турмалином, и кварц-золото-сульфидный.

Более сложный случай описан С. В. Сендеком для Нежданинского месторождения [170]. Формирование этого месторождения происходило в два этапа, разделенные периодом образования даек порфириров. В первый этап возникли кварцевые жилы с золото-полиметаллической ассоциацией, во второй — сначала мало мощные кварц-шеелитовые прожилки, а затем золото-сульфидные с сульфоантимонитами свинца и серебра. Таким образом, формирование зональности происходило здесь при прогрессивной направленности в масштабе этапов минерализации и регрессивной в масштабе стадий.

Для месторождений с большим количеством сульфидов (арсенопирита, пирита) основные черты зональности распределения Au — W сохраняются, вместе с тем появляется возможность более полно проследить зональность размещения сульфидных минералов.

Вертикальная зональность мышьяково-золоторудных месторождений Северного Казахстана, изученная В. А. Нарсеевым [129], может быть выражена рядом

↑ Зона карбонатная с редкими сульфидами (пирит, галенит)
(Au), Sb, (Hg) кварц-карбонатная с сульфосолями, антимонитом, киноварью
Au, Cu, Zn, Pb, Te кварц-карбонатная с сульфидами золота, цинка и сульфосолями
Fe, As, Au кварц-пирит-арсенопиритовая с сульфидами меди и цинка
Fe, (Au) кварц-пиритовая или кварц-пиритиновая

Для Советского и Кочкарского месторождений в целом характерно то же упорядоченное расположение рудных элементов, проявляющееся как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. На примере этих двух детально изученных месторождений интересно обратить внимание на следующую характерную черту зональности: ранние минеральные образования распространены широко, поздние (сульфосоли, теллуриды, антимонит) значительно более локально. Наиболее высокие содержания золота характерны для мест совмещения разнотипных минеральных ассоциаций [150].

В результате выделяются различные масштабы зональности. В пределах всего рудного поля зональность проявляется по отношению к интрузиям гранитоидов, дайкам и характеризуется однонаправленной сменой минерализации в намеченной выше последовательности по мере удаления от рудоконтролирующих пород или разломов, т. е. наблюдается обычно расходящаяся в разные стороны от центра симметричная или лучевая зональность. В масштабе отдельных рудных тел заметна часто противоположная закономерность: поздние сульфидные парагенезисы развиваются локальными участками внутри полей, образованных более ранними минеральными парагенезисами. В результате мы как бы имеем совмещение расходящейся зональности в пределах

рудного поля и сходящейся зональности отдельных рудных тел. Такая зональность характерна, в частности, для Советского рудника, где, по данным П. С. Бернштейна и Н. В. Петровской, можно установить нормальную расходящуюся зональность по отношению к гранитоидным интрузиям, с общим возрастанием

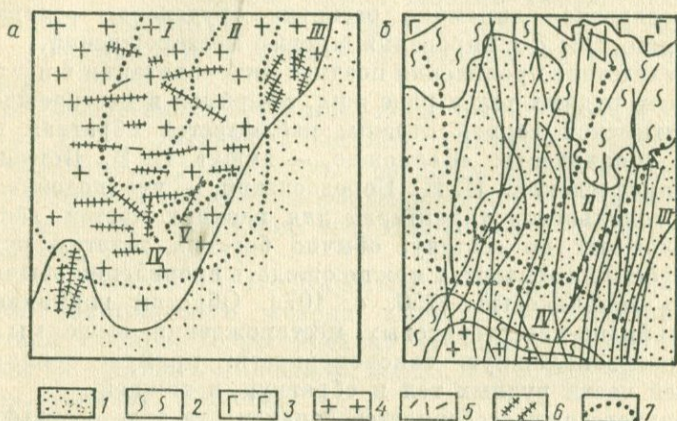


Рис. 12. Зональность золоторудных месторождений.

a — Кочкарское месторождение (по Г. М. Вировлянского [31]).

I—V — зоны минерализации с преимущественным развитием: *I* — пирита; *II* — арсенопирита; *III* — галенита; *IV* — сфалерита; *V* — блеклых руд.

b — Березовское месторождение (по И. Т. Самарцеву и др. [137]).

I—IV — зоны минерализации с преимущественным развитием: *I* — золота, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, анкерита; *II* — пирита, анкерита; *III* — анкерита; *IV* — шеелита, турмалина.

1 — вулканогенно-осадочные породы; 2 — серпентиниты; 3 — габбро; 4 — граниты и гранодиориты; 5 — дайки гранитоидов; 6 — кварцевые жилы; 7 — границы зон минерализации.

роли сульфидов по мере удаления от них, и сходящуюся зональность в пределах минерализованных участков. Наиболее широкое распространение здесь имеют ранние кварцевые жилы и прожилки, более локально проявлен пирит-арсенопиритовый парагенезис, в контурах которого распространен более поздний сульфидный халькопирит-сфалерит-галенитовый парагенезис. К местам совмещения приурочены участки, наиболее обогащенные золотом.

В целом сходная картина с локально проявленными внутри жильного поля поздними минеральными парагенезисами — сульфидов, сульфосолей свинца — отмечена и для Кочкарского месторождения (рис. 12, *a*). По данным Г. М. Вировлянского [31], в пределах веерообразной системы кварцевых жил намечается закономерная смена состава руд по мере удаления от центральной части интрузии плагиигранита к вмещающим гнейсам

и амфиболитам: кварц-золото-пиритовая (с шеелитом на глубине) — кварц-арсенопиритовая (с пиритом и пирротинном) — кварц-барит-сфалерит-галенитовая минерализация. Более поздние парагенезисы с сульфосолями локализуются, как подчеркивает Г. М. Вировлянский, однако, внутри арсенопиритовой зоны, что намечает обратную направленность развития — от периферии к центру на более поздних стадиях. Такая поступательно-возвратная динамика развития оруденения — характерное явление для формирования многих месторождений.

Как следствие проявления поздней минерализации в центральных частях рудных тел в ряде жил, например в месторождениях Средневитимской горной страны, наблюдается обратная вертикальная зональность. «Возможно, — пишут Н. В. Петровская, Д. А. Тимофеевский, Н. И. Бородаевский, — что подобная «обратная» зональность характерна для верхних частей зон развития сложных по составу, обычно богатых золотом руд. На более глубоких горизонтах можно ожидать проявления обычной — «прямой» зональности» [150, с. 107]. Обратим внимание, что для сульфидно-касситеритовых месторождений выше мы отметили противоположную закономерность: прямую зональность в верхней части рудных тел и обратную в нижней.

Ряд интересных особенностей зональности золото-сульфидных месторождений выявлен работами Н. И. и М. Б. Бородаевских, П. И. Кутюхина, Б. В. Чеснокова, И. Т. Самарцева и других исследователей при изучении зональности Березовского месторождения (рис. 12, б). Золото-кварцевая минерализация с пиритом, тетраэдритом, шеелитом, айкинитом, галенитом и халькопиритом образует здесь систему лестничных жил в дайках гранитоидов, располагающихся меридиональной полосой к северу от Шарташского гранитного массива. По мере удаления от него сначала исчезали ранние додайковые кварц-турмалиновые жилы с шеелитом, затем золотоносные пирит-кварцевые с арсенопиритом, вместо которых на наибольшем удалении развиваются золотоносные кварц-анкерит-полиметаллические с блеклыми рудами, айкинитом [21]. В пределах самой полиметаллической зоны также проявилась полярность размещения отдельных минералов: на юге главными минералами являются пирит, блеклая руда, галенит (в последовательности уменьшения их количества), на севере — блеклая руда, галенит, халькопирит, айкинит.

Детальные химические и рентгенометрические исследования пирита и блеклых руд, тесно ассоциирующих с золотом, из различных рудных жил Березовского жильного поля были недавно проведены Б. В. Чесноковым [212]. Им, в частности, установлена еще одна характерная черта вертикальной и горизонтальной зональности месторождения: закономерная смена мышьяковых (теннантит) и сурьмяных (тетраэдрит) блеклых руд в пределах жильного поля. Верхние и фланговые части (северо-восточные части поля) оказались более обогащенными мышьяком,

более глубокие и центральные (ближе к гранитному массиву) жилы обогащены сурьмой. Центральные части кристаллов блеклых руд представлены более сурьмянистыми разностями, а внешние — более мышьяковистыми, т. е. временная последовательность развития $Sb \rightarrow As$. На основании устойчивой ассоциации золота и блеклых руд при смене теннантита тетраэдритом с глубиной Б. В. Чесноковым сделан важный вывод: присутствие мышьяковых блеклых руд на верхних горизонтах — свидетельство выдержанности и большой протяженности оруденения на глубину.

Для Кэлэрвеевского золоторудного месторождения Западной Чукотки Н. М. Давиденко помимо увеличения с глубиной общего количества арсенопирита, пробности золота и уменьшения его крупности и закономерного возрастания количества арсенопирита отметил обогащение его мышьяком и элементами-примесями (Bi, Pb, Ag, Au).

В. Г. Прохоров, А. Е. Мирошников исследовали элементы-примеси золотоносного кварца Саралинского месторождения (Западная Сибирь) и установили, что кварц более глубоких горизонтов обогащен мышьяком, медью, а верхних частей жил — цинком, свинцом, серебром.

В заключение рассмотрения зональности месторождений с характерной ассоциацией в рудах W, Au, As обратим внимание на появление на поздних стадиях их образования сурьмяной и мышьяковой минерализации, проявляющейся в виде блеклых руд, а иногда и антимонита. Эта минерализация локализуется здесь на флангах и верхних горизонтах месторождений, она намечает переходы от месторождений вольфрамово-золоторудных и золото-мышьяковых через вольфрамово-золото-сурьмяные и золото-мышьяково-сурьмяные к самостоятельному формационному типу золото-сурьмяных (золото-антимонитовых) месторождений.

Обратим внимание также на нехарактерность для золото-вольфрамовых месторождений медной минерализации (медная зона здесь обычно отсутствует) и на появление на более верхних горизонтах в ряде случаев золото-висмутовой (Ингодинский рудный узел Якутии) и золото-висмута-теллуридной минерализации (Кумакское, Кочкарское и др.).

Ассоциация рудных элементов W, Au, As характерна также для ряда скарных месторождений (Восток-II и др.).

Скарновые вольфрамово-золоторудные месторождения распространены меньше, они образуют пластовые и неправильные залежи и характеризуются разнообразным составом. Помимо минералов вольфрама и золота для них характерны повышенные содержания висмута (висмутина, висмута), олова (касситерита, станнина), мышьяка (арсенопирита), иногда меди (халькопирита).

Интересно, что в ряде случаев вместо сульфидов железа и мышьяка возникает магнетит. Так, на Карийском золоторудном месторождении [108] вместо пирит-арсенопирит-кварцевого парагенезиса распространен кварц-магнетитовый. Ориентировка вектора с указанной изменчивостью минерализации в пространстве также изменчива. Наиболее общий случай соответствует прямой вертикальной зональности. Однако для отдельных месторождений, например Шахгаминского, С. Г. Петровской [151] отмечена обратная зональность с переходом от кварц-молибденитовой с золотом ассоциации верхних горизонтов к золоторудной кварц-карбонатно-полиметаллической на глубине.

Обратная вертикальная зональность отмечена также для Любавинского месторождения Забайкалья [35]. Рудоносные кварцевые жилы залегают здесь среди песчаников и сланцев вблизи региональной зоны разлома, контролирующей расположение небольших штоков гранодиоритов-гранитов и протяженный пояс даек кислого и среднего состава. Система кварцевых жил выполняет оперяющие трещины и прослеживается под углом к основной зоне разлома. В. Н. Волковым отмечена отчетливая горизонтальная зональность: золотоносные жилы кварц-арсенопиритового состава сменяются по мере удаления от разлома и сопровождающих его интрузий и даек жилами с полиметаллической минерализацией. Изменение минерализации по вертикали выражается в смене арсенопирит-пиритовой с молибденитом минерализации полиметаллической, а последней на флангах месторождений — сурьмяной (антимонит и сульфосоли свинца). В целом здесь проявляется однонаправленная лучевая зональность по горизонтали и обратная по вертикали.

Аналогичный ряд зональности характерен и для района Центрального рудного поля Западной Сибири [6]. Здесь с юга на север вдоль меридиональной зоны разлома располагаются участки с закономерно меняющимся составом минерализации от шеелит-молибденит-золоторудной до золото-сурьмяной:

Бурлевский—Варваринский—Юбилейный—Центральный—Октябрьский
Au, Mo, (W), Cu → Au, Zn, Pb, (Mo) → Au, As, Zn, Pb → Au, As, Sb

Последовательность развития минерализации — регрессивная, с первоначальным развитием кварц-турмалиновых, кварц-молибденитовых парагенезисов, затем пирит-арсенопиритовых с золотом, сопровождаемых березитизацией и гумбеитизацией, далее полиметаллических и в заключение кварц-карбонатных с сульфосолями, антимонитом, в полях распространения аргиллизитового типа изменений вмещающих пород.

Дарасунское месторождение благодаря детальным исследованиям Д. А. Тимофеевского [150, 190] стало эталонным объектом при рассмотрении зональности золото-сульфидных месторождений (рис. 13). Размещение минерализации здесь подчиняется

ряду закономерностей, в целом аналогичных рассмотренным для Советского рудника, Кочкарского месторождения, Березовского рудного поля. Здесь, однако, отчетливо проявляется совмещение двух различных структурных мотивов зональности, развивающихся с «несогласием» друг по отношению к другу: зональность, расходящаяся (расширяющаяся) от центра к периферии с размещением упорядоченного ряда (B) → Fe → Fe, As . . . , и зональность сходящаяся, сужающаяся, с более локальным развитием минеральных парагенезисов и приближением их вновь к центру структуры: . . . Fe, As → Au, Zn, Pb →

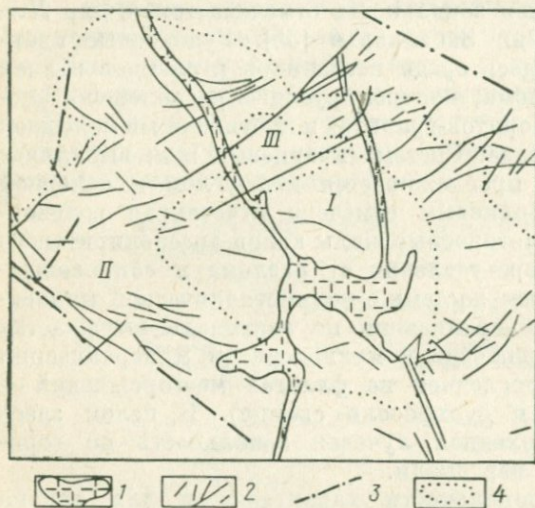


Рис. 13. Зональность Дарасунского месторождения (по Д. А. Тимофеевскому [190]).

1 — плагиигранит-порфиры с участками брекчии взрыва; 2 — золотоносные сульфидно-кварцевые жилы; 3 — разрывные нарушения; 4 — зоны распространения минеральных ассоциаций (I — пирит-арсенипиритовой, II — галенит-сфалеритовой и бурнонит-халькопиритовой, III — сульфоантимонитовой).

→ Au, Pb, Sb . . . Ранняя кварц-турмалиновая минерализация образует здесь наиболее внутреннюю зону, развивающуюся вокруг трубчатого тела гранодиорит-порфиров. Следующая по времени образования пирит-арсенипиритовая минерализация наблюдается в виде широтного кольца вокруг кварц-турмалиновой зоны, перекрывающей все рудное поле, причем в более внутренних ее частях преобладает пирит, а в более внешней — арсенипирит.

Следующая продуктивная кварц-золото-полиметаллическая минерализация с бурнонитом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом развивается внутри кварц-арсенипирит-пиритовой и имеет в очертаниях контуров «несогласие» с особенностями расположения гранодиорит-порфиров и более ранних минеральных ассоциаций. Наиболее локально, практически целиком в контуре продуктивной кварц-золото-полиметаллической ассоциации, проявляется кварц-карбонатно-сульфоантимонитовая с антимонитом, бертьеритом, клеофаном, сульфоантимонитами свинца.

По вертикали, очевидно вследствие значительного эрозионного среза структуры, проявляется главным образом прямая

зональность, хотя для северо-восточного фланга можно отметить и фрагменты обратной зональности.

Приведенный случай интересен тем, что на примере детально изученного месторождения позволяет восстановить не только упорядоченный ряд размещения максимумов концентрации рудных элементов, но и выявить сложную динамику формирования зональности, в результате которой зональность для различных участков даже одной и той же жилы может представляться то как прямая, то как обратная.

Вольфрамово-сурьмяно-ртутные месторождения

К рассматриваемой группе относятся также оригинальные по ассоциации рудных элементов ферберит (шеелит)-антимонит-киноварные месторождения, широко распространенные в странах Европы (Греции, Югославии, Испании), известные в Турции, Боливии, США, а также в ряде районов СССР — в Забайкалье (месторождения Барун-Шивейское, Новоказачинское) и на Кавказе (район Горной Рачи). Эти месторождения описаны в отечественной литературе А. Д. Щегловым [220], Г. А. Твалчредидзе [189], В. И. Бергером [15] и другими, за рубежом Д. Уайтом [197], Ф. Альфельдом, А. Маухером, Т. Ловерингом, О. Твето и другими.

Вольфрамово-сурьмяно-ртутные месторождения разнообразны по условиям залегания и составу руд. Одни из них — многие европейские, забайкальские (Барун-Шивейское) — представлены согласными пластообразными и линзообразными телами среди черных (иногда графитовых) сланцев, кварцитов, слюдистых сланцев. Другие, например месторождения Горной Рачи (Сагеби, Запхито, Ноцара и др.), западных штатов США (Боулдер Каунти, Голконда и др.), образованы секущими жильными телами, зонами брекчий, минерализованными зонами дробления, залегающими среди толщ осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

А. Маухер, изучивший месторождения Европы, пришел к выводу о вулканогенно-осадочном генезисе первичных концентраций руд, их согласном стратиформном залегании и последующем преобразовании с переотложением минералов в жилах и зонах дробления. В. И. Бергер, обобщивший материалы по различным вольфрамово-сурьмяно-ртутным месторождениям, показал, что они возникают в зонах «скрещения» разнотипных металлогенических ассоциаций: раннего вольфрамового оруденения, нередко скарнового типа, и позднего сурьмяно-ртутного. Для западных штатов США, по данным Т. Ловеринга, О. Твето и других, устанавливается отчетливая связь шеелит-антимонитовых месторождений с проявлением позднемiocенового вулканизма риолит-андезитового состава. Несмотря на эти данные, указывающие на возможность образования вольфрамово-сурьмяно-ртутных

месторождений в разных геологических условиях в ходе различных процессов, возникают сходные конечные продукты — ассоциации рудных элементов и парагенезисы нерудных минералов.

В рудах месторождений устанавливаются шеелит (реже ферберит), антимонит, киноварь, подчиненное количество арсенипирита, пирита, марказита, сфалерита; иногда отмечается золото. В ряде случаев присутствуют марганцевые минералы — браунит, псиломелан. Жилы сложены халцедоновидным и гребенчатым кварцем. Гидротермальные изменения выражены в окварцевании вмещающих пород и преобразовании их в верхних частях зон, по данным Т. Ловеринга и О. Твето (1953 г.), в гидротермальные аргиллизиты с диккитом, бейделлитом и аллофан-монтмориллонитом.

Зональность в размещении руд различного состава выражена, как правило, неотчетливо [15, 73].

На примере Барун-Шивейнского месторождения А. Д. Щеголовым [220] и позднее В. И. Бергером отмечена и некоторая пространственная разобщенность вольфрамово-сурьмяной и сурьмяно-ртутной минерализации, развивающейся на флангах и более высоких горизонтах месторождения. А. Маухер также указал на более тесную связь вольфрамовой и сурьмяной минерализации и определенный «антагонизм» вольфрамовой и ртутной.

На примере забайкальских, кавказских и европейских месторождений установлено, что ферберит или шеелит присутствуют нередко также в ассоциации с арсенипиритом и пиритом. В целом имеющиеся данные как будто бы позволяют наметить предварительно следующий общий ряд зональности этих месторождений: Fe, As, W, (Au, Mo) → W, Sb, (Zn) → (W), Sb, Hg, (As).

По особенностям генетических взаимоотношений В. И. Бергером установлено, что этот же ряд отражает и общую последовательность развития руд во времени: от более ранних арсенипирит-пирит-ферберитовых вкрапленных руд, образующих пластообразные тела в кварцитах и сланцах, до более поздних ферберит-антимонитовых, антимонит-киноварных, брекчиевых жильных и прожилковых руд.

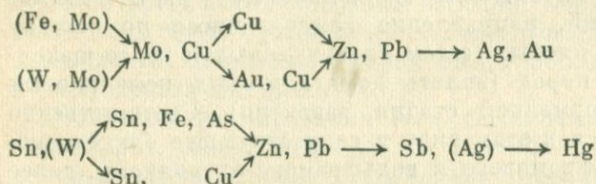
Таким образом, указанная в зональном ряду последовательность смены ассоциаций рудных элементов отражает и очередность их развития во времени.

Месторождения с вольфрамово-сурьмяно-ртутной минерализацией представляют значительный интерес с точки зрения возможностей прослеживания различных стадий перехода от согласных стратиформных рудных залежей к типично секущим жильным телам и зонам минерализованных брекчий и анализа изменений зональности в ходе процессов регенерации и вторичного перетложения руд.

В заключение рассмотрения зональности оруденения месторождений лито-халькофильной группы элементов обратим внимание на ряд общих их особенностей.

Для зональных рядов всех месторождений можно отметить последовательную смену литофильных элементов халькофильными. Характерные элементы этой группы (Sn, W, Mo, Au) обладают промежуточными свойствами лито-халькофилов, лито-сидерофилов.

Проявление в медно-молибденовых, оловянно-медных, оловянно-полиметаллических, золото-молибденовых, золото-вольфрамово-мышьяковых и вольфрамово-сурьмяно-ртутных месторождениях ряда сходных по составу зон позволяет выявить характерные связи между различными типами месторождений и наметить для них сводные ряды упорядоченного расположения главных рудных элементов:



W, Au \rightarrow Fe, As, Au \rightarrow (Au), Zn, Pb \rightarrow (Pb), Sb, (Au) \rightarrow (Sb), Au
 Mo, Au \rightarrow Fe, As, Au \rightarrow (Au), Zn, Pb \rightarrow (Pb), Sb, (Au) \rightarrow (Sb), Au
 (W, Mo, Fe, As, Au) \rightarrow W, Sb, (Zn) \rightarrow (W), Sb, Hg, As

Интересно, что широкое распространение арсенопирита, лёллингита в золоторудных, молибденовых и оловянных месторождениях предопределяет незначительное развитие в них медной минерализации. Для медно-молибденовых месторождений более характерен переход в конечных членах зонального ряда к золото-серебряным, для золото-молибденовых и золото-мышьяково-вольфрамовых — к сурьмяно-золотым, а для оловянных — к сурьмяно-ртутным. В золото-молибденовых, медно-молибденовых, оловянно-сульфидных, вольфрамово-сурьмяных и других месторождениях с различной полнотой проявлены отдельные звенья этого сводного ряда зональности.

Зональность месторождений с ассоциациями литофильных рудных элементов (V группа)

В пятую группу включены месторождения с ассоциацией литофильных рудных элементов, формирующиеся в связи с проявлением кислого, ультракислого и щелочного магматизма. Месторождения этой группы имеют предельно отчетливую связь с интрузиями, располагаются в их апикальных частях или в зонах экзоконтакта. Оруденение локализуется в полях интенсивно измененных пород — грейзенов, фельдшпатолитов, скарнов,

филлитов. Месторождения возникают преимущественно на поздних этапах развития складчатых областей, а также в связи с последующей тектоно-магматической активизацией и локализуются, как правило, в краевых частях срединных массивов, в активизированных зонах щитов, а также во внутригеоантиклинальных поднятиях складчатых областей.

Намечается определенная зависимость между временем консолидации земной коры (завершением собственно геосинклинальной стадии развития), типом возникающих гранитоидов и составом связанных с ними руд. Чем больше пауза между периодом завершения собственно геосинклинальной стадии развития данной зоны и периодом образования в ней рудоносных гранитоидов, тем полнее проявлены эволюционные ряды магматических образований, направленно изменяющиеся по составу в сторону все более кислых, затем ультракислых и далее щелочных гранитоидных пород (вплоть до агпайтовых нефелиновых сиенитов на платформенной стадии развития). Соответственно направленно меняется в этом ряду и сопутствующее оруденение: от молибденово-вольфрамового к вольфрамово-оловянному, далее к комплексному редкометальному (Sn, Nb, Ta, Li, Be) и редкометально-редкоземельному (Nb, Ta, Zr, Hf, TR, U, Th) в связи с щелочными интрузиями.

По характерным ассоциациям рудных элементов месторождения V группы могут быть подразделены следующим образом.

1. Вольфрамово-молибденовые (с бериллием и висмутом) с переходными типами от собственно вольфрамовых к существенно молибденовым, грейзеновые, березитовые, скарповые, гумбеитовые месторождения.

2. Оловянно-вольфрамовые (с литием и бериллием) с вариациями от собственно оловянных до вольфрамовых, от бериллиевых до литиевых, грейзеновые и скарновые.

3. Редкометально-вольфрамовые (Li, Ta, Nb, Be, Sn, W) фельдшпатолитовые (месторождения апогранитов), а также редкометальные пегматиты.

4. Редкометально-редкоземельные (Nb, Ta; Zr; TR; U; Th), сопровождаемые фельдшпатолитами и фенитами.

5. Ураново-молибденовые (с мышьяком), сопровождаемые березитами, гумбеитами (альбититами), аргиллизитами.

По особенностям расположения рудных элементов в зональных рядах все эти месторождения (за исключением ураново-молибденовых, характерных для зон орогенного вулканизма) имеют взаимные переходы, подчеркивающие их связь друг с другом и родство с магматическими породами ряда гранит → аляскит → щелочной гранит → нефелиновый сиенит. Влияние состава вмещающих пород, глубины формирования оруденения, а также степени открытости или закрытости рудообразующих систем проявляется в изменении количественных соотношений между рудными минералами, в составе сопутствующих

оруденению метасоматитов, а также нерудных минералов жил. Характерно, например, возрастание роли берилла при развитии оловянно-вольфрамово-бериллиевой минерализации в карбонатных породах. В результате нередко даже в пределах одного месторождения при сохранении состава рудной минерализации устанавливаются переходы от грейзенов к скарнам, от скарнов к фельдшпатолитам или березитам.

По особенностям морфологии и строения для месторождений V группы более характерны контактовые и секущие рудные тела. Секущие тела — жилы, зоны минерализованных тектонических нарушений, штокверки — располагаются несогласно по отношению к контактам интрузий, их внутреннему строению, а также вмещающим интрузии породам. Согласные тела в месторождениях этой группы представлены горизонтами избирательно замещенных вмещающих пород или пластообразными залежами в расслоенных интрузиях.

Процессы формирования всех рассмотренных месторождений длительные, многостадийные, с обособлением отдельных минеральных парагенезисов, периодами внедрения внутрирудных даек — аплитов, пегматитов, гранит-порфиоров, лампрофиоров.

Авторы изучали в разные годы многие из рассматриваемых ниже типов месторождений, в частности оловянно-вольфрамовые, вольфрамово-молибденовые (апогранитовые) Урала, Казахстана, Забайкалья и Рудных гор.

Молибденово-вольфрамовые месторождения

По соотношению в рудах вольфрама и молибдена можно проследить полный ряд переходов от существенно молибденовых до собственно вольфрамовых месторождений.

Наряду с молибденом и вольфрамом в рудах перечисленных месторождений в разных количествах присутствуют бериллий, висмут, сульфиды меди, цинка, свинца.

По парагенезису нерудных жильных минералов и типу гидротермально измененных пород выделяются: собственно грейзеновые — кварц-вольфрамитовые (с молибденом) месторождения типа Акчатау, Восточного Коунрада в Казахстане; скарновые с шеелитом типа Тырныаузского месторождения на Кавказе; березитовые штокверковые молибденово-вольфрамовые месторождения с шеелитом (и вольфрамитом) типа Верхнего Кайракты в Казахстане среди березитизированных пород, вплоть до собственно молибденовых типа упоминавшихся выше (Клаймакс, Жирекен, Давенда и др.).

Наиболее детально изучена зональность молибденово-вольфрамовых грейзеновых месторождений. На основании работ Ф. В. Чухрова, Г. Н. Щербы, В. В. Боголепова, А. Н. Леонтьева, А. А. Духовского, В. Н. Ларина, Я. А. Косалса и других могут быть отмечены следующие характерные черты зональности этих месторождений.

1. Наиболее отчетливо зональность выражена по отношению к куполовидным выступам гранитных массивов, а в пределах самих массивов — относительно тел поздних мелкозернистых аляскитовых гранитов. Последние образуют пологие параллельные контактам «грибообразные» тела, нередко располагающиеся среди более ранних средне-крупнозернистых и порфиридных гранитов в несколько этажей. Соответственно может проявляться и несколько «этажей» оруденения. Геофизическими исследованиями [65, 248] установлено, что ниже по разрезу «малые» куполовидные и гребневидные интрузии соединяются с основным телом гранитов, для которого обычно характерна довольно пологая кровля, примерно параллельная современной поверхности.

2. Оруденение локализуется в жилах, иногда образующих жильные зоны, при уменьшении мощности и увеличении числа жил переходящие в штокверки. Расположение жил, штокверков и распределение в них оруденения определенным образом взаимосвязано, с одной стороны, с морфологией куполов гранитов, с другой — с общими региональными разрывными нарушениями [165].

Над правильными куполами располагаются изометричные зоны штокверков и жильных зон с концентрической в плане зональностью оруденения; над асимметричными — овальные, дугообразные системы, развивающиеся только над пологой стороной купола, с закономерным изменением минерализации по мере удаления от вершины купола. Над симметричными гребневидными телами гранитов возникают линейные жильные зоны с однонаправленной лучевой зональностью.

В месторождениях различных регионов сохраняется упорядоченное расположение максимумов концентрации рудных элементов. Наиболее общей особенностью является устойчивое взаимное расположение в грейзеновых месторождениях зон с молибденовой и вольфрамовой минерализацией с последовательностью от центра к периферии от молибдена к вольфраму [136, 145, 165, 213, 221]. Эта закономерность, выражающаяся в значительно более широком ареале распространения вольфрамовой минерализации, отмечается практически во всех рудных районах.

По особенностям распределения других рудных элементов, сопутствующих основному (Mo-W) оруденению, можно наметить ряд характерных случаев. Так, при проявлении комплексной редкометаллической минерализации (W, Mo, Bi) при переходе от центра к периферии отмечается следующая зональность: Mo → Mo, W → W, Bi.

В случае распространения сульфидной, висмутовой и полиметаллической минерализации имеют место ряды Mo → Mo, W, Bi → Cu, Zn, Pb или Mo → Mo, W → Bi, W (месторождения Саран, Июльское в Казахстане и др.) и Mo → W → Bi, W → Cu, Zn, Pb (месторождения Джидинское, Бом-Горхонское, Столбовое в Забайкалье).

Упорядоченные ряды отражают смену оруденения от центральных зон к периферическим и вместе с тем соответствуют изменению минерализации от нижних горизонтов к верхним.

Интересно, что под молибденовой зоной во внутренних частях интрузива во многих случаях отмечена убогая сульфидная минерализация (пирит, сфалерит, галенит, висмутин, козалиит и др.). Однако по масштабу эта минерализация имеет второстепенное значение и не нарушает главной закономерности — приуроченности вольфрама и висмута к более внешним зонам по сравнению с молибденовой. На характерность этого явления ранее уже обращали внимание Г. Н. Щерба [221], Н. А. Хрущов [211], В. Т. Покалов [152] и другие, отметившие, что на молибденово-вольфрамовых месторождениях минерализация вольфрама и висмута образует «внешний аркообразный ореол» над основными промышленными концентрациями молибдена.

В жилах рудная минерализация распределена неравномерно. В продольных проекциях, как установлено Г. Н. Щербой, Т. М. Лаумулиным, Н. П. Сенчило [223], В. К. Денисенко, И. А. Неженским, М. Д. Белониным [57], в пределах жил выделяются ленты, обладающие максимальной мощностью и более высоким содержанием рудных элементов. Ленты имеют склонение, примерно параллельное поверхности контакта интрузий. Кроме того, устанавливается неравномерное распределение содержаний рудных элементов лент, указывающее на геометрически правильное расположение их максимальных концентраций (см. рис. 16).

По последовательности развития минерализации могут быть выделены два основных случая: регрессивная и прогрессивная зональность.

При развитии минерализации в последовательности от ранней молибденовой к вольфрамовой и далее к сульфидной проявляется обычный регрессивный ряд развития оруденения, который хорошо прослеживается в этом случае и по метасоматическим породам: от ранних кварцевых грейзенов к кварц-топазовым и кварц-мусковитовым, далее к березитам с вольфрамово-сульфидной минерализацией. Однако в других случаях, например в некоторых месторождениях Казахстана (Нура-Талды, Караоба, Акчатау и др.), после молибденовой и вольфрамовой минерализации интенсивно проявляется комплексное редкометальное (Mo, W, Bi, иногда Sn и др.), а в заключительную стадию сульфидное оруденение. При этом видоизменяется и последовательность развития метасоматических пород: после ранних полевошпатовых метасоматитов и следующих за ними кварцевых, кварц-топазовых, кварц-мусковитовых грейзенов интенсивно развиваются поздние высокотемпературные полевошпатовые, слюдисто-полевошпатовые метасоматиты с комплексной редкометальной минерализацией.

Интересно, что установление такой направленности в развитии минерализации служит указанием на возможность нахождения

в апикальных частях интрузий зон полевошпатовых метасоматитов с редкометальным оруденением («апогранитового типа»).

Принимая во внимание такую последовательность развития минерализации во времени, можно прийти к выводу о том, что в случае простой последовательности развития минерализации в месторождениях формируется простая регрессивная центробежная зональность, при проявлении сложной прогрессивно-регрессивной последовательности с образованием комплексной редкометальной минерализации возникает сложная прогрессивно-регрессивная, центробежно-центростремительная зональность.

Проиллюстрируем указанные особенности зональности на примерах Нура-Талдинского, Караобинского, Акчатауского вольфрамовых грейзеновых месторождений Центрального Казахстана.

Кварцеворудные жилы Нура-Талдинского месторождения залегают среди силурийских песчаников и сланцев над слепым куполом гранитов пермского возраста. Жилы образуют несколько веерообразных пересекающихся систем (рис. 14, а) и сложены кварцем, мусковитом, флюоритом, топазом. Из рудных минералов присутствуют вольфрамит, молибденит, висмутин, самородный висмут, касситерит.

Схемы горизонтальной и вертикальной зональности месторождения отражены на рис. 14, б. Наиболее широкую зону образует вольфрамовая минерализация, широко распространенная как в центральной части месторождения, так и на его периферии, окаймляя зоны с висмутовой, редкометальной, молибденовой минерализацией. Внутренняя зона, максимально приближенная к куполу, характеризуется повышенными содержаниями молибденовой и редкометальной минерализации. Промежуточное положение занимает зона висмутовой минерализации. С глубиной по мере приближения к куполу гранитов возрастает роль редкометальной и молибденовой минерализации.

В соответствии с асимметричностью строения слепого купола гранитов, который полого погружается к западу, северо-западу и круто, почти вертикально, под породы кровли на юго-востоке, наблюдается и эксцентриситет зон с различной минерализацией, максимально совмещенных в юго-восточной части над куполом и развивающихся в виде «полумесяцев» со стороны его пологого погружения.

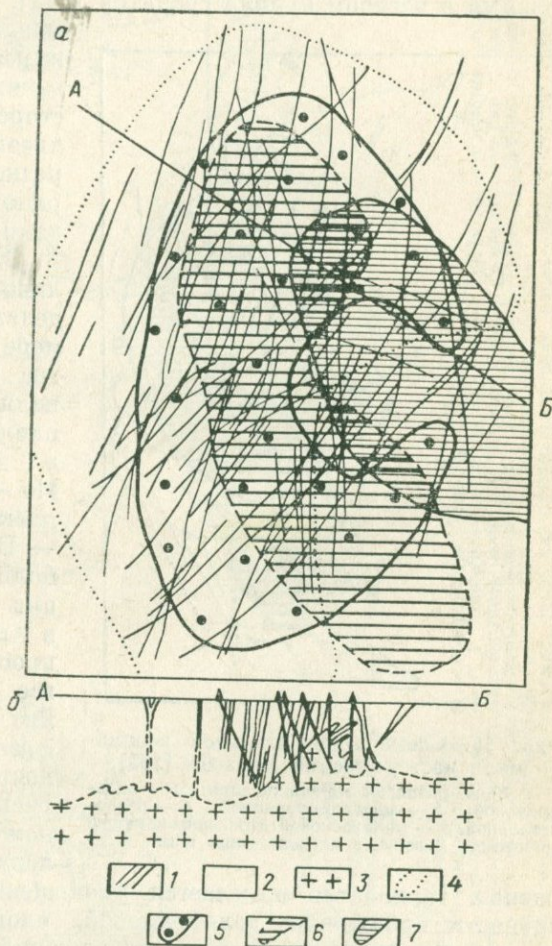
Формирование руд месторождения происходило в несколько стадий минерализации. Рудные минералы в основных жильных телах образовались в последовательности: ранний молибденит → → вольфрамит → вольфрамит, молибденит, висмутин, акцессорный берилл → сульфиды.

Зональность месторождения может быть отнесена к прямой вертикальной — центробежной (в период развития раннего вольфрамового оруденения) и центростремительной (в период формирования комплексного редкометального оруденения).

Зональность оруденения в пределах Караобинского месторождения во многом аналогична. Рудные тела приурочены здесь к эндо-, экзоконтакту куполовидного выступа гранитного массива пермского возраста. На поверхности массив имеет подковообразную форму, обращенную выпуклой стороной на северо-

Рис. 14. Геологическое строение и зональность Нура-Галдинского месторождения [165].

а — план; б — разрез.
 1 — кварцевые жилы;
 2 — песчано-сланцевые породы; 3 — граниты; 4—7—зоны преимущественного развития различной минерализации (4 — вольфрамовой, 5 — висмутовой, 6 — редкометальной, 7 — молибденовой).



восток (рис. 15), и вытянут в северо-западном направлении. Рудные жилы развиваются пучками и создают в целом дугообразную систему, огибая купол с его пологой стороны.

При обобщении материалов по особенностям распределения минерализации в пределах рассмотренной системы рудных жил намечается отчетливая зональность. Как видно из рис. 15, повышенные концентрации молибдена характерны для небольшой площади в центральной части месторождения, комплексная

редкометалльная минерализация непосредственно продолжает ору-
денение, распространяясь далее на северо- и юго-запад. «Поля»
висмутовой и оловянной минерализации практически совпадают
и образуют еще более широкий ореол. Вольфрамовая минерали-
зация перекрывает все поля и создает общий «полумесяц», со-
гласный с изгибом купола гранитов [164]. Таким образом, уста-

навливается зональность, выражающаяся в образо-
вании в пределах пологой
стороны купола минера-
лизации от комплексной
редкометалльной до вольф-
рамовой, иногда с сульфид-
дами на периферии.

Эта зональность отчет-
ливо проявлена и в пре-
делах отдельных жил. По
мере продвижения от цен-
тра к периферии рудного
поля происходит измене-
ние рудной минерализации
в последовательности:
Mo → редкометалльное ком-
плексное оруденение →
→ Bi, Sn → W. Такой
полный ряд минерализа-
ции наблюдается только
в протяженных жилах,
прослеживающихся через
все поля; в более корот-
ких жилах проявляются
фрагменты общей зональ-
ности в зависимости от
расположения жил в жиль-
ном поле. При сопостав-
лении оруденения жил

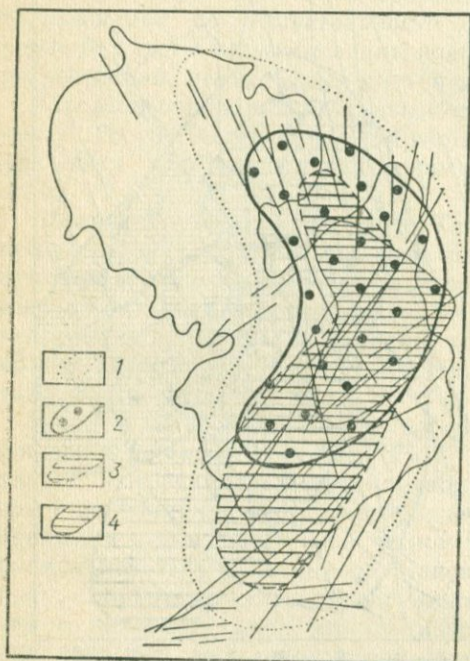


Рис. 15. Схема горизонтальной зональ-
ности месторождения Караоба [165].

Зоны развития минерализации: 1 — воль-
фрамовой, 2 — висмута-оловянной, 3 — редко-
металльной, 4 — молибденовой. Показаны контуры
гранитного массива и расположение жил.

разных горизонтов намечается уменьшение с глубиной интен-
сивности проявления вольфрамовой, оловянной и висмутовой
минерализации и возрастание содержаний молибденовой.

В пределах месторождения Акчатау (рис. 16) большая часть
рудных жил локализована в пределах массива лейкократовых
гранитов и в пределах более древней интрузии адамеллитов. Рас-
положение рудных жил закономерно: они группируются в сбли-
женные системы — жилные зоны, между которыми устанавли-
вается «шаг» величиной 100—120, 250, 480—500, 900—1000 м
[200].

Выделяются четыре основных типа жилных зон по их мине-
рализации: 1 — вольфрамитовые с мусковит-кварцевыми и кварц-

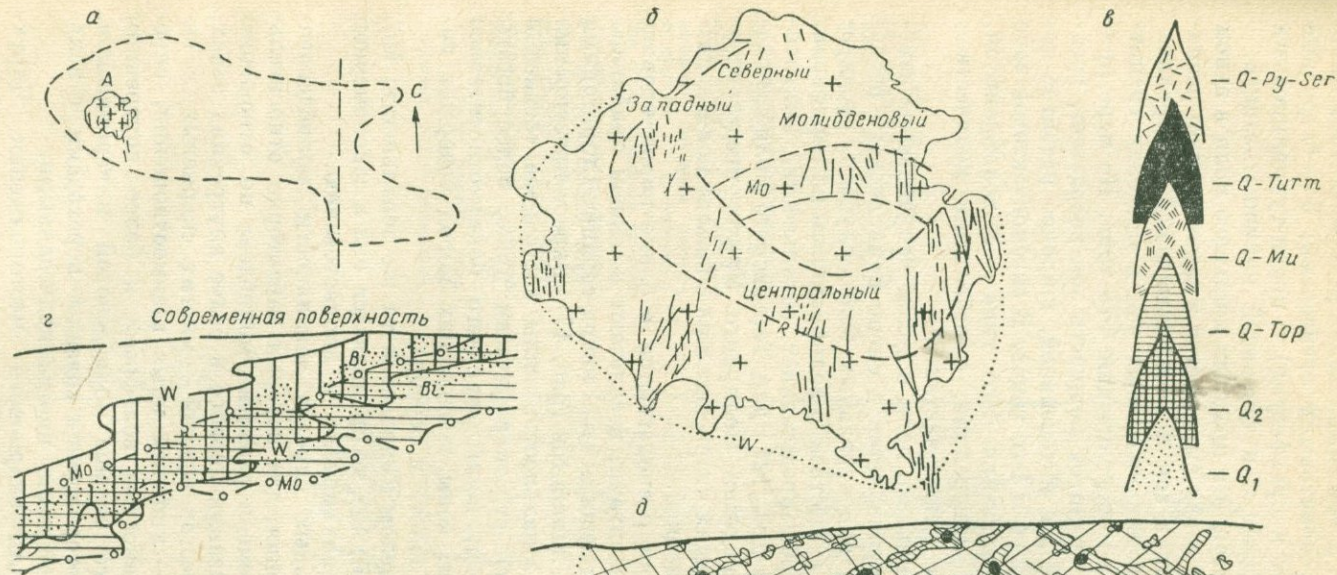


Рис. 16. Распределение оруденения в пределах Акчатауского рудного поля.

а — контур скрытого гранитного массива с выходящим на поверхность куполовидным выступом А (по А. А. Духовскому и др. [65], С. М. Бескину и др. [136]).

б — расположение рудных жил и зон с преимущественным развитием различной минерализации (W — вольфрамовой, Мо — молибденовой, R — комплексной редкометалльной).

в — вертикальная зональность грейзенов Акчатау (по В. Г. Боголепову, С. М. Бескину и др. [136]): Q₁ — пористые кварцевые грейзены (безрудные); Q₂ — плотные кварцевые грейзены (главный рудный пояс; W, Мо и др.); Q-Tor — кварц-топазовые грейзены (безрудные); Q-Mi — кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые грейзены (второстепенный рудный пояс); Q-Turm — кварцевые и турмалин-кварцевые грейзены (с убогой молибденовой минерализацией); Q-Py-Ser — пирит-серицит-кварцевые породы.

г — зональность рудной минерализации в плоскости жилы; склонение зон минерализации параллельно контакту гранитного массива.

д — геометрия связей максимумов содержания вольфрама в плоскости жилы (вертикальная проекция) (в и д по Г. Н. Щербе и др. [223]).

топазовыми грейзенами; 2 — с комплексной редкометальной минерализацией с кварц-мусковитовыми грейзенами; 3 — безрудные (иногда с молибденитом и сульфидами) с кварц-турмалиновыми грейзенами; 4 — безрудные с интенсивной калишпатизацией.

Изменение минерализации в пределах жильного поля в целом и в отдельных жильных зонах выражается в закономерном расположении указанных типов зон и соответствующей минерализации. Так, на выклиниваниях жильных зон в пределах гранитного массива проявлена минерализация 4-го типа. По мере приближения к контактам гранитов мощность зон возрастает, грейзенизация становится более интенсивной, широкое развитие получает минерализация 2-го и 1-го типов. В экзоконтактной зоне широко развита минерализация 1-го типа — с вольфрамитом, пиритом, висмутовыми минералами, с небольшим количеством мусковита, флюорита в осевых частях.

В пределах всего жильного поля в целом направленное изменение минерализации проявляется в смене комплексного редкометального оруденения в центральных более глубоко эродированных частях массива существенно вольфрамовым на периферии.

Значительный интерес представляет зональность, выявленная Н. П. Юшкиным и др. [121] для Торговского молибденово-вольфрамового месторождения Полярного Урала, представленного серией крутопадающих кварцевых жил с шеелит-молибденит-айкинитовой минерализацией.

Жилы месторождения располагаются в блоке пород кровли, находящемся между гранитами, и залегают в первом приближении согласно с вмещающими их кварц-серицит-хлоритовыми сланцами и прослоями липаритов (рис. 17). Вкрест простирания свиты жил выявлена зональность: жилы восточного «лежачего бока», располагающиеся стратиграфически ниже, более богаты молибденом и висмутом, жилы «висячего бока» относительно обогащены вольфрамом, зоны вмещающих пород содержат повышенные количества золота и серебра.

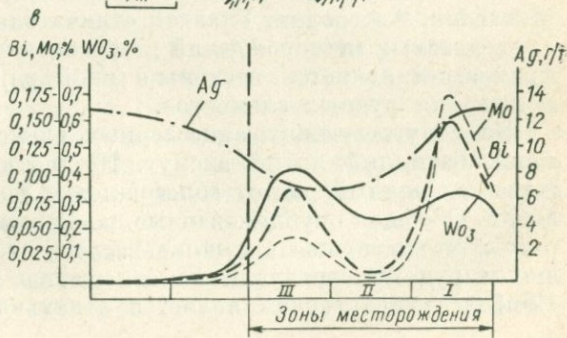
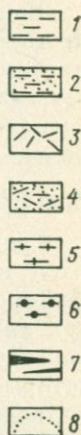
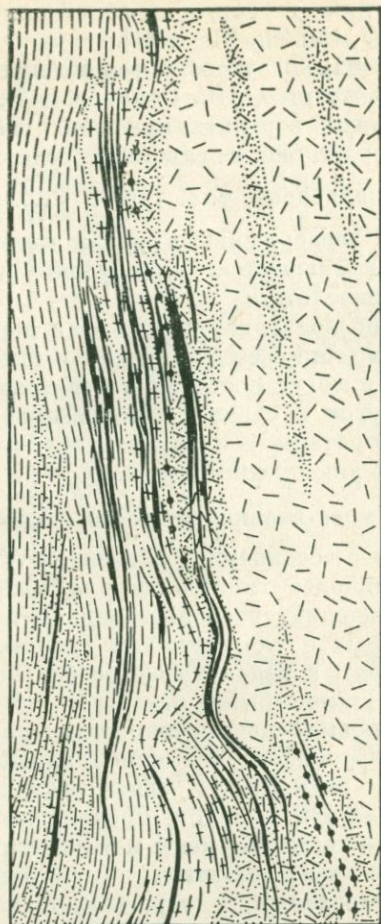
Таким образом, в целом выявляется та же зональность: $Mo, Bi \rightarrow Bi, W \rightarrow W \rightarrow (Au, Ag)$, но проявляется она в закономерной смене минерализации по нормали к напластованию.

Помимо рассмотренных случаев зональности молибденово-вольфрамового оруденения, для которых характерно относительное опережение во времени развития молибдена по отношению к вольфраму и локализация первого в более внутренних зонах, для другой группы месторождений — многих скарновых и некоторых березитовых — типичны иные взаимоотношения, определяющиеся приуроченностью вольфрама к более внутренним зонам и развитием его раньше молибденовой минерализации. По зональности эти месторождения связаны переходами с вольфрамово-молибденово-медными, иногда колчеданными.

И. Х. Хамрабаев для скарнового месторождения Чарух-Дайрон (Кармазар) указывает следующую смену минеральных

Рис. 17. Расположение (а), морфология (б) рудных тел и зональность (в) Торговского месторождения (по Н. П. Юшкину и др. [121]).

1 — кварц-серпичит-хлоритовые сланцы; 2 — кварц-серпичит-хлоритовые сланцы полосчатые; 3 — липаритовые порфиры; 4 — липаритовые порфиры гидротермально измененные; 5 — кварц-слюдаые сланцы, образовавшиеся за счет переработки липаритовых порфиров в зоне нарушения; 6 — кварц-слюдаые сланцы, образовавшиеся за счет переработки кварц-серпичит-хлоритовых сланцев; 7 — кварцевые жилы с рудной минерализацией; 8 — геологические границы. I — III — серии рудных жил (I — восточная; II — центральная; III — западная).



ассоциаций в горизонтальной плоскости: W (шеелит) \rightarrow W, Mo \rightarrow W, Cu, Zn, Pb [209].

Для Тырнаузского молибденово-вольфрамового скарнового месторождения О. В. Кононов и Е. Н. Грамнецкий [86] отмечают такую вертикальную зональность оруденения: закономерное возрастание с глубиной содержания вольфрама и уменьшение молибдена, т. е. также $\left| \frac{\text{Mo}}{\text{W}} \right.$. Отношение $\text{Mo}^{+4}/\text{Mo}^{+6}$, отражающее содержание в рудах молибденита и молибдошеелита, также уменьшается: на глубоких горизонтах возрастает роль молибдошеелита.

Важно подчеркнуть, что если первые из перечисленных выше месторождений всегда связаны с кислыми и ультракислыми гранитами и могут постепенно переходить в грейзеновые, то вторые встречаются в связи с более основными породами — диоритами, гранодиоритами — и характеризуются пропиловым типом изменения вмещающих пород.

Вольфрамово-оловянные месторождения

Руды с ассоциацией элементов W, Sn, (Li, Be, Bi, Mo) являются наиболее типичными для кварцевожилных грейзеновых месторождений, располагающихся в экзо-, эндоконтактных зонах кислых и ультракислых гранитов. Для этих месторождений характерны в целом те же особенности строения и зональности, которые выше были отмечены для грейзеновых вольфрамово-молибденовых: приуроченность к апикальным частям многофазных интрузий, закономерное изменение состава руд по мере удаления от контакта, связь размещения различных типов руд с морфологией куполов, проявление зональности оруденения на фоне закономерной смены метасоматических пород: кварц-полевошпатовых метасоматитов на глубине типичными кварцевыми, кварц-топазовыми, кварц-слюдяными, слюдяно-флюоритовыми грейзенами на верхних горизонтах. Месторождения этого типа широко проявлены в различных регионах. Наиболее крупные и известные месторождения — Иультинское и Пыркакайское (W, Sn) на Чукотке, Циновец, Альтенберг, Крупка в Рудных горах, Панескейра в Португалии, многие месторождения юго-востока Китая, Малайзии, Австралии. Главной отличительной особенностью рассматриваемых месторождений по сравнению с молибденово-вольфрамовыми является несколько иной ряд упорядоченного расположения рудных элементов.

Из сопутствующих аксессуарных элементов наиболее характерны бериллий, литий, висмут. По соотношению W/Sn прослеживается полный ряд от вольфрамовых до оловянных месторождений. Обобщая опубликованные данные, можно прийти к выводу о том, что основное внимание исследователи уделили изучению смены руд по вертикали по отношению к контакту гранитов. Наиболее характерной является зональность со сменой оруде-

нения от более глубоких зон к поверхности в последовательности Sn, Be, Li → W, Mo, Bi. В большинстве месторождений наиболее отчетливо проявляется при этом закономерное увеличение отношения W/Sn по мере продвижения снизу вверх. Уменьшение роли оловянной и возрастание вольфрамовой минерализации подчеркнуто для месторождений Дальнего Востока, Якутии, Забайкалья, Казахстана, Рудных гор, Юго-Восточного Китая, Австралии, Тасмании, Египта и других регионов. Так, для месторождения Циновец (ЧССР) Яничек указывает на следующее изменение отношения W/Sn с глубиной (до 500 м): 1 : 1, 1 : 2, 1 : 4, 1 : 5. Сульфиды, как отмечают все исследователи, наиболее характерны для верхних зон.

Для месторождений Якутии И. Я. Некрасовым [132] указывается более полный

ряд зональности $\begin{matrix} \uparrow W \\ \text{Mo. Обоб-} \\ \text{Sn} \end{matrix}$

шение, сделанное К. П. Дамом [231] для оловянных месторождений саксонской части Рудных гор (Альтенберг, Садисдорф, Готтесберг и др.) (ГДР), позволило ему заметить следующий зональный ряд максимальных концентраций элементов: (F) → Ga → Sn → (As) → Bi → Mo, отражающий, по его данным, и последовательность их образования.

В большинстве работ подчеркивается выдержанность проявления этой вертикальной зональности. В горизонтальном направлении происходит аналогичная смена оруденения по мере удаления от центральных частей месторождений. Так, в пределах месторождения Иультин, детально изученного А. В. Зильберминцем, [71], В. А. Мандычем [115], жилы локализуются над слепым куполом гранитов (рис. 18) и имеют асимметричную концентрическую зональность оруденения. Площади преимущественного развития оловянной и вольфрамовой минерализации располагаются в плане в виде полулокала, огибающих с периферии купол гранитов. При этом ореол олова располагается ближе к гранитному куполу, ореол вольфрама — дальше.

Помимо отмеченной горизонтальной зональности проявляется и вертикальная. От верхних к нижним горизонтам по мере приближения к куполу гранитов устанавливается более быстрое

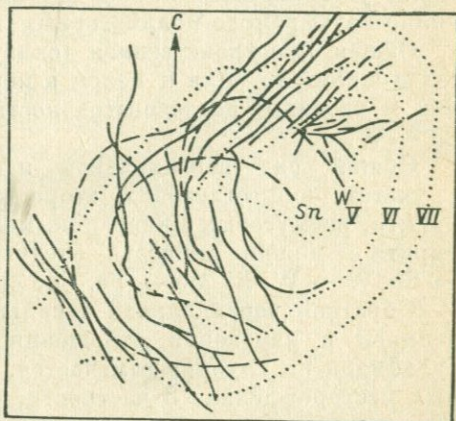


Рис. 18. Расположение рудных тел (жилных зон) Иультинского месторождения в экзоконтактной зоне гранитного купола и зональность оруденения (по материалам В. А. Мандыча, В. К. Денисенко, И. А. Неженского).

V — VII — контуры гранитного массива на горизонтах V — VII.

снижение концентраций вольфрама по сравнению с оловом, а на отдельных вертикальных интервалах возрастание содержаний олова с глубиной, т. е. обычный случай прямой вертикальной зональности.

По данным В. А. Мандыча [115], под вольфрамово-оловянной зоной наблюдается промышленная вольфрамовая минерализация. Эти данные интересны тем, что намечают ту же симметрию, которая устанавливается, как мы видели, и на ряде других оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений.

Общая пространственная (снизу вверх и от центра рудных тел и жильного поля в целом к периферии) и временная (от ранних к поздним) последовательность проявления минерализации: $Sn \rightarrow W$.

Общий ряд вертикальной и горизонтальной зональности с учетом сопутствующих второстепенных минералов — арсенопирита, висмутовых минералов, молибденита, сфалерита, халькопирита — можно написать следующим образом: $Sn, Fe, As \rightarrow Sn, W \rightarrow W, Bi, Mo \rightarrow Fe, Cu, Zn$.

Обратная вертикальная зональность с противоположной тенденцией в изменении отношения W/Sn и возрастанием роли сульфидов на глубине отмечается, как исключение, для единичных месторождений. В частности, возрастание роли вольфрамита при уменьшении содержания касситерита с глубиной описано К. Л. Сайнсбери для месторождения Лост-Ривер (Аляска), представленного системой грейзенизированных апофиз гранитов в породах кровли.

Интересное обобщение сделано Геологическим обществом Китая [41]. На основании обобщенных данных по многочисленным оловянно-вольфрамовым месторождениям Китая установлено, что прямая зональность характерна для месторождений в «прогибах», залегающих в осадочных толщах над гранитными интрузиями, а обратная для месторождений в зонах поднятий, среди более эродированных структур и обнажающихся гранитов.

Для зон прогибов	Для зон поднятий
<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;">↑</div> <div style="margin-right: 10px;">Zn, Pb</div> </div> <div style="margin-top: 10px;"> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;"> </div> <div style="margin-right: 10px;">Cu, Fe (халькопирит, пирит, магнетит, шеелит)</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;"> </div> <div style="margin-right: 10px;">W (вольфрамит, шеелит)</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;"> </div> <div style="margin-right: 10px;">Sn, (Be) (касситерит, берилл, гельвин)</div> </div> </div>	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;">↓</div> <div style="margin-right: 10px;">Sn, Be, (W) (касситерит, вольфрамит, берилл)</div> </div> <div style="margin-top: 10px;"> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;"> </div> <div style="margin-right: 10px;">(Sn), W (вольфрамит, касситерит)</div> </div> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 5px;"> </div> <div style="margin-right: 10px;">Bi, Mo, Cu, Zn, Pb (халькопирит, сфалерит, пирит, галенит, висмутин, молибденит, шеелит)</div> </div> </div>

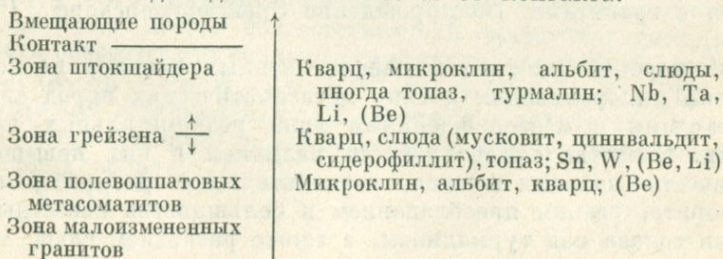
Очень многие вольфрамово-оловянные месторождения представляют собой метасоматические грейзеновые залежи или зоны штокверков в куполах гранитов. Зональность таких месторождений по сравнению с жильными имеет свои характерные черты и определяется в значительной мере особенностями морфологии и внутреннего строения куполов.

Очертания минерализованных зон в куполах повторяют их морфологию: в пологих куполах возникают пологие метасоматические залежи (Шлаггенвальд в Рудных горах, на Северо-Востоке СССР, Блю-Тир в Австралии); в (штокообразных — крутые столбообразные грейзеновые тела Альтенберг, Гейер, Шнекенштей в Рудных горах); наконец, в куполах неправильной формы метасоматические залежи чаще всего возникают со стороны пологого контакта, где образуют «пластообразные» «моноклиналиные» залежи, параллельные пологому погружению контакта (Барун-Цогто, Тумен-Цогто в Монголии).

Минерализация всегда развивается на контакте наиболее молодых мелкозернистых аляскитовых гранитов, образующих купола с вмещающими породами — гнейсами, сланцами, вулканитами, известняками или более ранними гранитами.

Максимальная интенсивность оруденения наблюдается в этом случае непосредственно на контакте граниты—сланцы, гнейсы (месторождения Рудных гор, Монголии), граниты—вулканиты (месторождения Франции), граниты—известняки (месторождения Дальнего Востока, СССР). На контакте часто возникают зоны штокшайдеров, представляющие собой ритмично-полосчатые образования, сложенные кварцем и полевыми шпатами пегматойдной структуры, иногда кварц-топазовыми, топаз-кварц-полевошпатовыми, кварц-турмалиновыми, кварц-циннвальдитовыми агрегатами с характерной шестоватой структурой. Ниже зоны штокшайдеров развиваются рудоносные грейзены, которые с глубиной постепенно сменяются зонами микроклинизированных и альбитизированных гранитов с убогой вкрапленностью рудных минералов.

Таким образом, характерной особенностью рудных залежей в минерализованных куполах гранитов является резкий верхний контакт и постепенный нижний, отчетливая однонаправленная вкрест контакта купола метасоматическая зональность. Снизу вверх закономерно меняется и оруденение. В целом интенсивность его также возрастает в верхней части, наиболее разнообразно оно здесь и по составу. Именно в приконтактной зоне вблизи штокшайдера обычно устанавливаются максимальные содержания олова, вольфрама, бериллия, молибдена. Непосредственно сами штокшайдеры часто характеризуются высокими содержаниями ниобия, тантала, лития. Нижняя граница оруденения обычно не заходит далее 100—200 м от контакта.



Основная рудоносная зона грейзенов в свою очередь неоднородна: в ней наблюдается осевая часть, сложенная сливными зонами кварцевых грейзенов, иногда системами согласных кварцевых жил, и периферические по отношению к ней зоны слюдяно-кварцевых грейзенов, кварц-полевошпатовых метасоматитов (вверху зон штокшайдеров, внизу зон полевошпатовых метасоматитов). Таким образом, на фоне однонаправленной зональности снизу вверх вкрест простираения кровли гранитов в случае развития штокшайдеров наблюдается некоторая «симметрия» в размещении метасоматитов и оруденения по отношению к внутренней зоне кварцевых грейзенов. При отсутствии зон штокшайдеров «кварцевая» зона развивается непосредственно на контакте гранитов с вмещающими породами, образуя «кварцевые колпаки» или «шляпы» над куполами.

Наиболее сложные «многоярусные» купольные образования с оловоносными «двигтерами» возникают при развитии мелкозернистых гранитов среди более ранних интрузивных фаз этих же гранитоидов. Так, для месторождений Рудных гор — Альтенберга, Гейера, Садисдорфа — характерны купола, состоящие из двух разновозрастных гранитов: «внешнего гранита», более раннего, и «внутреннего», более позднего [240, 248]. Наиболее интенсивно оруденение в этом случае развивается во «внешних гранитах» над куполом в виде системы штокверковых зон, кварцевых жил, прожилков и сопровождающих их грейзенов. Такие месторождения представляют собой переходные разности от месторождений типа минерализованных куполов гранитов к штокверковым надинтрузивным.

На примере месторождений Альтенберг и Садисдорф установлено, что вертикальная протяженность оруденения в этом случае резко возрастает, достигая 300—400 м. Зональность оруденения преобразуется. Во «внешних гранитах» формируются зоны грейзенов с основной оловянно-вольфрамовой минерализацией. Во внутренних гранитах зоны штокшайдеров и грейзенов переходят ниже в микроклинизированные и альбитизированные граниты. В «верхних гранитах» наряду с оловянной минерализацией иногда широкое распространение получают сульфиды, например на месторождении Садисдорф сульфиды меди. Вольфрамовая минерализация характерна для жил внешних зон и, как правило, выклинивается на расстоянии 30—40 м от контакта с гранитами (месторождение Эренсфридерсдорф, Рудные горы).

Месторождения типа минерализованных куполов по составу рудной минерализации и типу метасоматических пород связаны переходами с месторождениями типа редкометальных апогранитов. Сходство подчеркивается наличием в них повышенных количеств полевых шпатов, незначительным распространением флюорита, резким преобладанием в большинстве известных куполов топаза над турмалином, а также развитием слюд, иногда

фосфатов. Для рудной минерализации характерно преобладание оловянного, значительно реже вольфрамового оруденения, роль сульфидов в целом весьма незначительна. Отмечается постоянное присутствие в качестве примеси в касситерите и вольфрамите ниобия и тантала, нередко эти элементы образуют и самостоятельные выделения в виде аксессуариев.

Последовательность развития минеральных парагенезисов при формировании вольфрамово-оловянных месторождений в целом аналогична отмеченной для молибденово-вольфрамовых. Основное отличие заключается в образовании на ранней стадии кварц-касситеритового парагенезиса у первых вместо кварц-молибденитового у вторых.

В целом для рассматриваемых месторождений характерно образование сначала касситеритовой, затем вольфрамитовой и далее комплексной редкометальной минерализации, сменяющейся сульфидной. Процесс минерализации обычно завершается формированием безрудных кварц-флюоритовых, халцедон-карбонатных прожилков. Последовательно видоизменяется обычно и состав метасоматических пород: от кварц-полевошпатовых, кварцевых, кварц-топазовых грейзенов, сопровождающих раннее оруденение, к кварц-мусковит-флюоритовым, мусковит-полевошпатовым метасоматитам при развитии комплексной редкометальной минерализации. Для поздних стадий характерны кварц-серицитовые, флюорит-кварц-серицитовые метасоматиты и березиты. Такая последовательность развития приводится М. Г. Руб для Вознесенского рудного района Приморья, О. Д. Левицким для грейзеновых тел Шерловой горы, Д. Тадеу для месторождения Панаскейра (Португалия), Ку Вен-ку для месторождений Китая.

Обратим внимание, что в отличие от большинства силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений (Корнуолл, Комсомольский район, Малый Хинган) здесь отсутствует ранняя вольфрамовая (до касситеритовой) стадия. Поздние процессы минералообразования проявляются двояко, после комплексной редкометальной минерализации вместо сульфидов в ряде случаев проявляются поздний калишпат, кварц, альбит. Такой случай характерен, например, для Этыкинского и Спокойнинского месторождений Забайкалья и указывает на образование самостоятельных тел апогранитов.

В целом для вольфрамово-оловянных месторождений обобщенный ряд зональности, соответствующий временной последовательности развития руд различных металлов, может быть выражен так: $Li, Be, Sn \rightarrow Sn, W, (As) \rightarrow W, (Bi) \rightarrow (Fe, Cu, Zn, Pb)$. Типична прямая вертикальная расходящаяся зональность с локализацией более поздних парагенезисов на верхних горизонтах и во внешних зонах.

Редкометалльные месторождения

Оруденение с ассоциацией рудных элементов Li, Be, Sn, Nb, Ta характерно для двух различных типов месторождений: редкометалльных «апогранитов» и редкометалльных пегматитов. Наряду с целым рядом общих черт: тесной связью с кислыми гранитами, развитием оруденения на фоне интенсивно проявленных процессов фельдшпатизации (калшпатизация и альбитизация) — эти месторождения имеют и существенные отличия. Апограниты [3] — метасоматически преобразованные граниты с редкометалльной минерализацией — образуют согласные с контактами интрузий куполовидные залежи, тогда как пегматиты — типичные секущие тела. В отличие от пегматитов апограниты формируются непосредственно в пределах материнских гранитов, редкометалльные пегматиты, как правило, развиваются вблизи интрузий среди метаморфических пород — гранито-гнейсов и сланцев. В ряде случаев устанавливаются переходы между этими двумя типами оруденения, обусловленные развитием редкометалльных пегматитов в виде систем параллельных тел, согласных с вмещающими породами, а апогранитов — в виде апофиз даек, отчетливо пересекающих толщи, вмещающие граниты.

По различным фациям метаморфизма вмещающих пород, особенностям состава и структур гранитов отчетливо устанавливается, что формирование апогранитов происходило на средних, малых глубинах, тогда как редкометалльных пегматитов — на средних, больших. А. И. Гинзбург [47], подчеркивающий общность зональности редкометалльных пегматитов и трещинных массивов редкометалльных гранитов, указывает, что первые возникают на глубинах 3,5—6, а вторые — 1,5—3 км.

Наиболее типичные месторождения, связанные с редкометалльными апогранитами, формируются в пределах небольших куполовидных выступов гранитов 1—5, редко до 10 км) и представляют примерно согласные контактам зоны метасоматитов кварц-полевошпатового (альбитового, микроклинового), полевошпат-слюдистого, рибекит-полевошпат-биотитового состава с редкометалльной минерализацией (рис. 19). Наиболее характерными породами, вмещающими рудоносные граниты, являются сланцы, филлиты, которые в силу низкой проницаемости служили экранами, способствовавшими интенсивной метасоматической переработке нижележащих гранитов.

По составу метасоматитов и рудной минерализации выделяется ряд промежуточных типов, позволяющих проследить все переходы от грейзеновых оловянно-вольфрамовых (с бериллием и литием) месторождений типа минерализованных куполов к бериллиево-литиевым (с ниобием и танталом) месторождениям среди зон полевошпатовых, полевошпат-кварцевых, кварц-слюдисто-полевошпатовых метасоматитов и далее к месторождениям, представленным эгирин-рибекит-альбитовыми метасоматитами с ни-

объем, танталом, редкоземельными элементами, торием (табл. 4). Эдуктами в последнем случае уже оказывались не нормальные граниты, а гранитоиды повышенной щелочности типа щелочных гранитов, граносиенитов, щелочных граносиенитов.

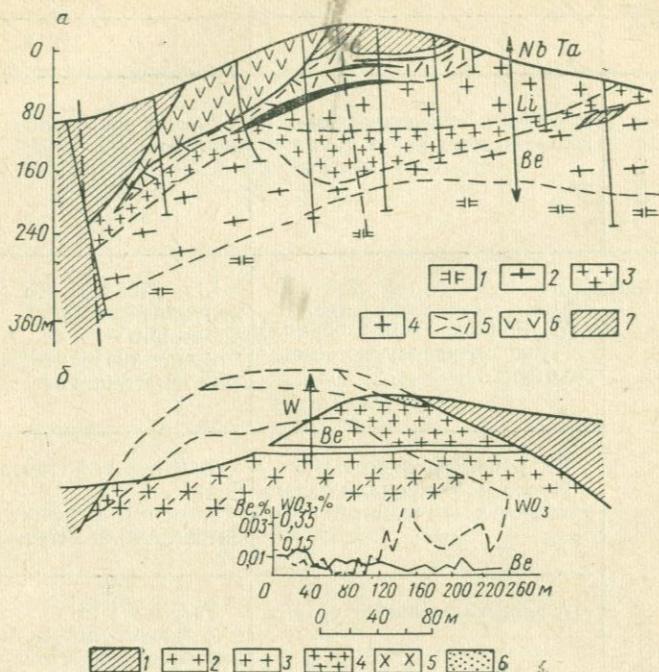


Рис. 19. Разрезы куполов гранитного массива (по В. В. Потапову [154]).

а — разрез Западного купола, иллюстрирующий вертикальную зональность гидротермально измененных пород и оруденения: 1 — мусковит-альбитовые апограниты; 2, 3 — амазонит-альбитовые апограниты (2 — с мусковитом; 3 — с лепидолитом и мусковитом); 4 — амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом; 5 — лепидолит-амазонит-альбитовые апограниты, обогащенные танталом; 6 — догранитовые породы основного состава; 7 — метаморфизованные песчаники и сланцы.

б — разрез Восточного купола и распределение бериллия и вольфрама в его породах вдоль штольни: 1 — метаморфизованные песчаники и сланцы; 2 — альбитизированные и слабогрейзенизированные граниты; 3 — альбитизированные и грейзенизированные граниты; 4 — вольфрамосные сильногрейзенизированные граниты; 5 — грейзены; 6 — кварцевое штокообразное тело.

Зональность оруденения рассматриваемых месторождений детально охарактеризована в работах А. А. Беуса, Э. А. Северова, К. Д. Субботина, Ф. Э. Апельцина, М. А. Кудрина, Н. П. Залашковой, Л. Н. Черник, Л. Ф. Сырицо и других исследователей.

Установлено, что, как и в случае образования грейзенов, метасоматиты возникают главным образом с пологой стороны куполов. Мощность зон интенсивно измененных гранитов постепенно уменьшается по мере удаления «по склону» от апикальных частей куполов. Нижняя граница зон метасоматитов всегда

Вертикальная зональность	Типы «апо»			
	1	2		
Слабый вектор максимальной изменчивости минерализации	Сланцы	Слабое ороговикование и грейзенизация	Слабое ороговикование и грейзенизация	
	Граниты	Контакт	W, Be (вольфрамит, берилл) Мусковит-кварцевые метасоматиты	Li, Ta, Nb, Sn (лепидолит, колумбит-танталит, микролит, касситерит) Кварц-амазонит-лепидолитовые метасоматиты
			Be (берилл), иногда Li Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты	Ta/Nb = 2 : 1 (тантало-колумбит) Литионит-амазонит-кварц-альбитовые метасоматиты
			Альбитизированный гранит	Ta/Nb = 1 : 1 Мусковит-микроклин кварц-альбитовые метасоматиты
			Двуслюдяной гранит	Ta/Nb = 1 : 2 Мусковитовый гранит окварцованный, двуслюдяной гранит микроклинизированный
			Биотитовый гранит, гранодиорит	Субщелочные лейкограниты, аляскиты

неотчетливая, рудные тела, как правило, здесь оконтуриваются только по данным опробования. Верхняя граница, совпадающая с контактом гранитов, в большинстве случаев резкая, в зоне эндоконтакта наблюдаются крупнокристаллические пегматоидные образования типа штокшайдеров с ориентированными поперек контакта шестоватыми агрегатами полевых шпатов, кварца и слюд. В экзоконтакте зоны ороговикования и грейзенизации

итов» различного состава

гранитов»		
3	4	5
Слабое ороговикование и грейзенизация Цинвальдит-топаз-кварцевые метасоматиты	Слабое ороговикование и грейзенизация; в известняках интенсивная флюоритизация	Слабое ороговикование
Li, Ta, Nb, Sn (лепидолит, криофиллит, стрюверит, касситерит) Кварц-амазонитовые метасоматиты с лепидолитом	TR, Th, Nb, Zr (пироклор и торит, гагаринит, циркон) Микроклиновые метасоматиты с эгирином, кварцем, альбитом, рибекитом	Nb, Zr, Th, Ta, Be, Li Рибекит-эгирин-астрофиллит-биотит-полевошпатовые (альбитовые) метасоматиты
Nb, Ta, Th, Zr (тантало-колумбит, пироклор, торит, циртолит) Литионит-амазонит-кварц-альбитовые метасоматиты	Рибекит-микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты	Эгирин-альбитовые метасоматиты
Nb (колумбит) Биотит-амазонит-кварц-альбитовые метасоматиты	Литионит-микроклин-кварц-альбитовые метасоматиты, местами зоны окварцевания	Рибекит-микроклиновые апограниты
	Альбитизированные граниты	Биотит-микроклиновые метасоматиты
Субщелочные лейкограниты, аляскиты	Лейкократовые биотитовые граниты, щелочные граниты	Биотитовые граниты

проявлены незначительно. Интенсивность преобразования пород экзоконтакта увеличивается лишь в местах многочисленных апофиз, даек или жил и прожилков. Вектор максимальной изменчивости минерализации ориентирован перпендикулярно к контактам (рис. 19).

В направлении от центра массивов к периферии практически повсеместно сохраняется последовательность чередования

метасоматических пород и особенности концентрации в них рудных минералов (табл. 4).

Во всех случаях интенсивность метасоматических изменений возрастает снизу вверх: неизмененные граниты → альбитизированные, микроклинизированные граниты → грейзенизированные граниты → интенсивно альбитизированные и микроклинизированные граниты, иногда с рибекитом, эгирином.

Устанавливается последовательное смещение от контакта в глубь массива зоны кислотного выщелачивания (кварцевых грейзенов) по мере все более полного проявления позднещелочной стадии метасоматизма. При этом метасоматическая «колонка» нарастает и вдоль контакта гранитоидов возникают зоны кварц-amazonитового, рибекит-альбитового, микроклинового состава с оруденением (Nb, Zr, TR, Th). Как прообраз этой зоны в типичных грейзеновых месторождениях можно рассматривать так называемые штокшайдеры. Общей характерной чертой является возникновение зон наиболее сложного состава с разнообразной рудной минерализацией в эндоконтакте. Лишь в единичных случаях оруденение «заходит» в экзоконтактовые части куполов.

Максимальные содержания практически всех рудных элементов характерны для самой верхней эндоконтактовой зоны. Обедненными при этом оказываются лишь узкие (0,5—2 м) зоны с перекристаллизованными пегматоидными образованиями, развивающиеся непосредственно на контакте. Сверху и вниз от контакта в случае 1 (табл. 4) закономерно возрастает отношение Be/W , в случае 2 в этом направлении изменяется отношение Nb/Ta , в случае 3 в верхней части преобладает литиевое оруденение (с оловом), на глубине — ниобиево-танталовое, для случая 5 отмечены следующие изменения соотношений между элементами: Nb/TR — в 10 раз, Zr/TR — в 3 раза, Ta/TR — в 2,5 раза [16].

Во всех случаях наиболее поздние по времени образования метасоматиты и связанное с ними оруденение максимально полно проявляются в апикальных прикровельных частях интрузий (см. рис. 19).

При интенсивном развитии грейзенизации и слабой поздней полевошпатизации вдоль контактов интрузий возникают грейзены, при широком проявлении позднещелочного метасоматизма — микроклиновые, альбитовые метасоматиты с рибекитом. В итоге в апогранитах, как и в куполах грейзенизированных гранитов, возникает своеобразная зональность: «прямая» по относительному расположению рудных элементов в разрезе (по нормали к кровле) и прогрессивная по характеру развития во времени. Проявление после грейзенизации интенсивной микроклинизации и альбитизации гранитов (вплоть до вторичного локального переплавления гранитов в куполах) приводит к необычной временной последовательности: начальные члены зонального ряда

(Zr, Nb, Ta) по времени формирования более поздние, а конечные (Li, Be, W), связанные с грейзенизацией, более ранние.

Определения абсолютного возраста гранитов и метасоматических пород различных зон [154] приводят к выводу о том, что длительность образования апогранитов составляла 10—20 млн. лет. При этом устанавливается многофазность гранитов и неоднократность проявления сходных по природе процессов метасоматизма — микроклинизации, альбитизации, грейзенизации.

Важно подчеркнуть, что в ряде случаев промышленно ценная минерализация развивается и за пределами гранитов во вмещающих толщах гранито-гнейсов. При этом возникают зоны фельдшпатолитов, согласные с элементами залегания гранито-гнейсов. Месторождения редкометалльных полевошпатовых метасоматитов в гранито-гнейсах и кристаллических сланцах описаны в работах Ф. Э. Апельцина.

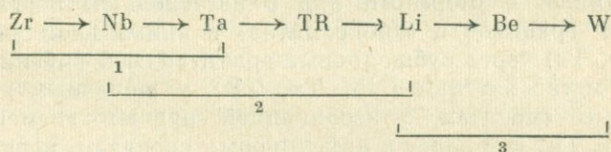
Для одного из таких месторождений, детально изученного В. С. и М. А. Кудриными и Т. Н. Шурига, выявлена следующая зональность [98]:

↑ Ta, TR	кварц-альбитовые и альбитовые метасоматиты с танталсодержащим колумбитом, ксенотимом, монацитом
Nb, (Ta, TR)	рибекит- и эгиринсодержащие кварц-микроклин-альбитовые породы с пирохлором, колумбитом, гагаринитом
Zr, (Th)	микроклинизированные и альбитизированные граниты, гранито-гнейсы с повышенным содержанием циркона, малакона (Zr, Th)

Для рассматриваемого типа оруденения установлена зависимость минеральных форм проявления танталово-ниобатов от состава пород [98, с. 112].

Для метасоматических пород, обогащенных литиевыми слюдами, характерен колумбит, для пород с рибекитом — пирохлор, для пород, бедных темноцветными минералами, — фергуссонит.

Обобщая имеющиеся данные, можно наметить следующие ряды зональности распределения редких элементов в апогранитах:



(1 — наиболее полно проявленный в щелочных апогранитах; 2 — в субщелочных; 3 — в нормальных по щелочности).

Редкометалльно-редкоземельные месторождения

Редкометалльно-редкоземельные месторождения связаны с магматическими породами ряда гранит-щелочной гранит—сиенит—нефелиновый сиенит. Они локализируются как в пределах

магматических тел, так и в зонах их экзоконтакта. Для месторождений этого типа характерны согласные и несогласные рудные тела, в соответствии с чем проявляются и различные типы зональности.

По происхождению рассматриваемые месторождения относятся обычно к группе высокотемпературных гидротермальных, возникающих при температуре 400—300° С, а часть из них, например нефелин-апатитовые (типа хибинских) — к собственно магматическим. Вмещающие их породы — ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты, сиениты — обычно рассматриваются как первично магматические интрузивные, интенсивно преобразованные последующими метасоматическими процессами: микроклинизацией, альбитизацией, эгиринизацией, рибекитизацией. В то же время для многих районов распространения щелочных пород отмечены постепенные переходы нефелиновых сиенитов, сиенитов, гранитов в гнейсы и кристаллические сланцы. Такая точка зрения, например, аргументирована Н. М. Успенским и Г. М. Виноградской для пород щелочного комплекса Урала.

Несмотря на возможно различную природу щелочных пород (магматическую и метасоматическую), закономерности их взаимного расположения в главных чертах сохраняются. В субщелочных гранитоидах расслоенность проявляется обычно только в верхней приконтактной зоне (зона штокшайдеров — в гранитах; зоны контакта с ритмичными полевошпатовыми породами — в апогранитах). В щелочных породах типа апатитовых нефелиновых сиенитов расслоенность проявляется полнее. Максимальные концентрации редких элементов в расслоенных щелочных породах типа ловозерских приурочиваются к участкам с ритмичностью многих порядков. В целом проявляется зависимость: чем больше щелочность пород комплекса, тем в общем случае более отчетливо проявлена в них расслоенность и ритмическая зональность.

Параллельно с изменением состава пород происходит изменение состава сопутствующего оруденения. При этом намечается как бы единый изоморфный ряд с постепенным переходом от рудоносных гранитов и «апогранитов» в апикальной части (Be, Sn, Li, Nb, Ta) через субщелочные гранитоиды к рибекит-микроклиновым метасоматитам (Nb, Ta, TR), к щелочным гранитам, нефелиновым сиенитам с ассоциацией рудных элементов Zr, Nb, Ta, TR, Th, U и далее к нефелиновым сиенитам, переходящим в ийолит-уртиты с апатит-нефелиновой и редкоземельной минерализацией. Несмотря на многообразие форм рудной минерализации, проявляющейся в виде вкрапленности в метасоматитах или аксессуариев в породах, близких по составу к типично магматическим, или в виде прожилков, зональность оруденения в этом ряду имеет много общих черт. В первую очередь она проявляется наиболее отчетливо вкrest пластообразных рудных тел, располагающихся согласно с расслоением пород комплекса. Во-

вторых, устанавливается преемственность в развитии рудной минерализации при сохранении зон с однотипной минерализацией. Последовательно от типа к типу зональность дополняется новыми звеньями от олова, вольфрама, лития к ниобию, танталу и далее к титану, цирконию.

Для месторождений, возникающих в связи с нефелиновыми сиенитами, характерны сложные переслаивающиеся магматические, метаморфические и метасоматические комплексы пород с развитием параллельных систем рудных тел. Рудные тела располагаются в различных частях этих закономерно меняющихся по составу ритмичных пород и соответственно отличаются по оруденению. Наиболее типичный «ритм» интрузивных и метасоматических пород может быть выражен рядом: нефелиновые сиениты → альбититы → фениты → гнейсы, кристаллические сланцы со сменой нефелин-калишпат-альбитовых парагенезисов альбитовыми и далее эгирин-альбитовыми.

На примере зарубежных и ряда отечественных месторождений установлено, что руды, залегающие в виде согласных пластов, жильных тел в различных зонах расслоенных комплексов, имеют сложный состав с повышенным содержанием пирохлора, колумбита, танталита, иногда торита, уранинита. Для этого типа характерна ассоциация элементов Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, TR.

При сохранении комплексности руд соотношение отдельных рудных элементов в рудных телах, располагающихся в различных частях ритмичных комплексов, закономерно изменяется. Главный вектор зональности при согласном залегании рудных тел ориентирован перпендикулярно к слоистости пород комплекса. От нижних членов ритмов к верхним — от нефелиновых сиенитов к гнейсам — зоны метасоматитов обогащаются пирохлором, танталитом.

Титановая минерализация (сфен, перовскит) образует максимальные концентрации в телах, залегающих в низах разреза. Отношение Nb/Ta, так же как и Th/U, закономерно уменьшается снизу вверх и от центра к периферии (в плане). Цирконий (и гафний) наиболее характерен для «нижних», а редкоземельные элементы — для более «верхних» рудных тел, залегающих стратиграфически выше по разрезу.

В итоге может быть намечен примерно такой ряд упорядоченного расположения максимумов концентраций рудных элементов в разрезе пород:

↑ (Nb), Ta, TR, (U)
| Nb, TR, (Ta)
| Zr, Nb, (TR, Ta)
| Ti, Zr, (Nb)

Развитие сопутствующих нерудных минеральных парагенезисов происходит в направлении от ранних полевошпатовых к поздним карбонатным жилам и прожилкам. В этом проявляется

сходство рассматриваемых месторождений V группы с месторождениями редкометалльных карбонатитов, относимых к VI группе.

Таким образом, устанавливается прямая регрессивная зональность вкост залегающих согласных (псевдостратиформных) рудных тел.

Месторождения редких земель (Zr, Nb, TR) в расслоенных массивах нефелиновых сиенитов детально изучались В. Рамзаем, А. Е. Ферсманом, О. А. Воробьевой, В. И. Герасимовским, К. А. Власовым, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой, И. В. Буссен, А. С. Сахаровым и другими.

Наиболее детально в отечественной литературе охарактеризован Ловозерский дифференцированный лополит агпайтовых нефелиновых сиенитов с отдельными «слоями» пород и пегматитовыми жилами, обогащенными цирконием, титаном, ниобием, редкоземельными элементами. Массив прорывает докембрийские граниты и гнейсы, а также платформенные девонские осадочно-вулканогенные породы. В верхней части массив представлен эвдиалитовыми луавритами, в нижней — «дифференцированным комплексом».

В строении «дифференцированного комплекса» [33] наблюдается отчетливо выраженная ритмичность. Сверху вниз фойяиты сменяются уртитам, которые ниже переходят в луавриты, а последние снова сменяются фойяитами и т. д. Указанные породы «группируются в многократно повторяющиеся трехчленные пачки фойяит-уртит-луавритов. Общее число таких ритмов более 20. Степень дифференциации, т. е. полнота расслоения на главные породы — фойяиты, уртиты, луавриты, в различных частях комплекса выражена неодинаково. Верхняя часть является наиболее полно дифференцированной, средняя — слабо дифференцированной и нижняя — неполно дифференцированной» [33, с. 38—39].

Распределение редких элементов отчетливо зависит от степени дифференциации пород комплекса: чем выше степень дифференциации, тем полнее проявлено редкометальное оруденение. В результате верхние зоны характеризуются более высокими концентрациями. Мощность отдельных ритмов различна и колеблется от первых метров до первых сотен метров при сохранении общего упорядоченного расположения пород и руд в разрезе:

Фойяит	↓	Zr, Ti, Nb (эвдиалит, лопарит, мурманит, ломосовит, лампрофиллит) TR _{Ce} , Ti, Nb (лопарит, редкоземельный апатит)
Уртит		
Луаврит		

Основной тенденцией в смене пород является закономерное возрастание лейкократовости пород снизу вверх: возрастание роли микроклина и уменьшение содержаний эгирина; нефелин дает максимальные концентрации в средней части ритма в урритах, где количество его может достигать 90% объема пород.

В верхней части каждого ритма возрастает интенсивность содалитизации, цеолитизации, канкренизации, уссингитизации.

Рассматривая распределение главных рудных элементов в Ловозерском массиве, следует иметь в виду несколько масштабов зональности: в пределах всего массива, проявляющуюся в закономерном обогащении цирконием верхней пачки пород (эвдиалитовых луявритов) и ниобием с цериевой группой элементов нижележащей ритмичной луяврит-уртит-фойяитовой пачки.

В пределах отдельных «ритмов» этой пачки установлены [33] четкие закономерности, проявляющиеся в концентрации редких элементов в двух слоях: в верхней части фойяитов (Zr, Ti, Nb) на границе с луявритами следующего ритма и в нижней части уртитов вдоль границы их с верхней частью горизонта луявритов (TR_{Ce}, Ti, Nb).

Характерно распределение ниобия: содержание его в ритме закономерно падает сверху вниз от фойяитов к уртитам.

На основании всех имеющихся данных может быть намечен следующий ряд упорядоченного расположения максимумов концентрации рудных элементов:



Интересно, что намеченный ряд ориентирован здесь сверху вниз (обратная зональность) как в масштабе всего массива от эвдиалитовых луявритов в кровле до луяврит-уртит-фойяитов в основании, так и в масштабе отдельных ритмов расслоенного комплекса. Эта характерная черта зональности массива может быть взаимосвязана с особенностями его формирования во времени; в частности, как подчеркивает К. А. Власов и др. [33, с. 602], «строение массива показывает, что остывание его, а следовательно, и кристаллизация шли главным образом сверху вниз».

Ураново-молибденовые месторождения

Рассмотренные выше примеры месторождений с ассоциацией литофильных рудных элементов касались случаев развития оруденения, связанного с интрузивным гранитоидным магматизмом. Однако оруденение литофильной ассоциации широко распространено и в связи с наземным вулканизмом. К наиболее характерным месторождениям этого типа относятся ураново-молибденовые, распространенные в районах проявления андезит-диаритового вулканизма; оловорудные (деревянистое олово), связанные с риолитами; бериллиевые (бертрандит-флюоритовые), встречающиеся в связи с трахилипаритами, и др.

Ниже кратко охарактеризована зональность оруденения важной в промышленном отношении группы ураново-молибденовых месторождений.

Геологическое строение ураново-молибденовых месторождений, закономерности их размещения, вопросы зональности руд и метасоматических пород нашли широкое отражение в опубликованной литературе и охарактеризованы в работах Б. П. Власова, В. И. Рехарского, В. Л. Барсукова, Н. П. Лаверова, Б. И. Омеляненко, Е. В. Плющева и многих других.

Месторождения пространственно связаны с орогенным вулканизмом дифференцированного андезит (трахиандезит)-дацит-липаритового ряда и формируются на глубинах от 400 до 1500 м от дневной поверхности [201]. По морфологии — это жилы, линзы, столбообразные рудные тела с прожилково-вкрапленным оруденением, которые контролируются зонами дробления и располагаются среди жерловых или дайковых фаций либо непосредственно в породах фундамента вулканогенных поясов.

Месторождения характеризуются широко проявленными процессами метасоматических изменений вмещающих пород, представленных березитами, кварц-альбитовыми метасоматитами, аргиллизитами.

По данным В. И. Рехарского, березиты развиваются, как правило, в нижней части минерализованных зон и сменяются вверх по разрезу кварц-альбитовыми метасоматитами. В самых верхних частях минерализованных зон, в наиболее трещиноватых участках, на многих месторождениях проявляется аргиллизация, которую рассматривают как послерудный процесс.

Настуран-молибденитовая минеральная ассоциация пространственно связана с березитами и кварц-альбитовыми метасоматитами.

Проведенный В. И. Рехарским, И. С. Модниковым, К. В. Скворцовым анализ распределения молибдена и урана в вертикальном разрезе показывает, что максимальные содержания урана характерны для средней и нижней частей зоны, сложенной кварц-альбитовыми метасоматитами. В расположенной ниже по разрезу зоне березитов содержание урана уменьшается и продолжает быстро падать на глубину.

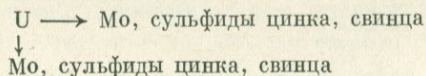
К верхним частям березитовой зоны приурочены максимальные концентрации молибдена. Соответственно с глубиной отношение Mo/U увеличивается. Общий ряд зональности оруденения для этих месторождений имеет вид $U \rightarrow Mo \rightarrow (Cu, Zn, Pb)$. На периферии жильных тел также устанавливаются признаки сульфидной (Cu, Zn, Pb) минерализации.

Е. В. Плющевым рассмотрена общая схема формирования одного типа ураново-молибденовых месторождений, представленных воронкообразными телами, сходящимися книзу. В центральной части таких тел среди аргиллизитов локализуется кварц-гематит-настурановый парагенезис, а на периферии среди бере-

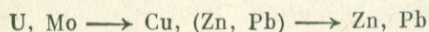
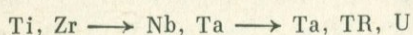
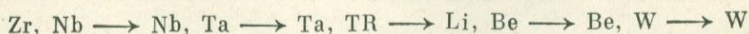
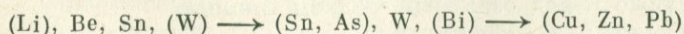
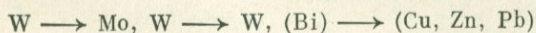
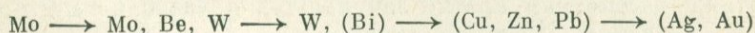
зитов — сульфидно-настурановый (молибденит-пиритовый). Подобную зональность Е. В. Плющев предлагает рассматривать как результат резкого изменения окислительно-восстановительных условий и щелочности—кислотности на границе уровня вскипания гидротермальных растворов в зоне повышенной трещиноватости. Эта граница, проходящая параллельно дневной поверхности и опускающаяся в участках повышенной трещиноватости, фиксируется сменой березитов (барьерная зона) аргиллизитами (зона кислотного выщелачивания).

На примере одного из районов В. Л. Барсуковым с соавторами [201] показано, что оруденение, локализованное в секущих жильных и частично пластовых телах среди вулканитов андезит-липаритового состава, своими корнями связано с донной частью вулканической депрессии. Породы основания депрессии, лежащие на гранитном доколе, служили здесь зоной фильтрации вод, их нагревания и обогащения за счет выщелачивания из породообразующих минералов урана и молибдена, а системы трещин, располагавшиеся под ним, — зонами разгрузки. Нижняя граница уранового оруденения контролируется поверхностью контакта пород андезитового состава с вышележащими кислыми эффузивами. Эту поверхность резкой смены pH и Eh можно рассматривать, по-видимому, как своеобразную рудоносную поверхность, по отношению к которой снизу вверх закономерно изменяется состав минерализации: в нижней части — кальцитовые жилы с молибденитом, галенитом и подчиненным количеством настурана, коффинита, а в верхней части — настурановые жилы с подчиненным количеством кальцита, коффинита и других минералов. Верхняя граница оруденения, как установлено в результате палеогеоморфологического анализа, располагалась на расстоянии 500—800 м от дневной поверхности.

В целом для ураново-молибденовых месторождений характерна обратная вертикальная и расходящаяся горизонтальная зональность, соответствующая схеме



Обобщая рассмотренные случаи проявления зональности в месторождениях V группы с ассоциацией литофильных элементов, можно наметить следующий сводный ряд зональности:



формы, складчатые области или развивающихся вдоль границ их сочленений. Всеми исследователями они рассматриваются как продукты сложной дифференциации глубинного мантийного вещества в пределах гранито-гнейсового слоя земной коры. Этим объясняются основные особенности их состава, строения и металлогении.

Оруденение карбонатитов, с одной стороны, родственно оруденению I группы с ассоциацией сидерофильных элементов: Fe, Ti, (Cr, Pt), с другой — близко к оруденению V группы с концентрацией в рудах типичных литофилов: Nb, Ta, TR, Th, U, (Mo) и др. В значительно более редких случаях в карбонатитах проявляются промышленные концентрации халькофильных элементов: Cu, Zn, Pb.

Эти образования, развивающиеся обычно в виде трубок, обладают отчетливой концентрической зональностью — структурой «рулета» (по К. Вильямсу). Различные по составу породы: от ультраосновных до щелочных и карбонатитов располагаются в горизонтальных сечениях в виде колец, вписанных одно в другое.

Наиболее полный ряд магматических и метасоматических пород, обычно устанавливаемый в закономерной последовательности чередования по радиусу кольцевых структур, может быть выражен следующим образом: [дуниты] → пироксениты → [якупирангиты, мельтейгиты] → ийолиты → уртиты → нефелиновые сиениты → щелочные сиениты и полевошпатовые метасоматиты → кальцитовые карбонатиты → доломитовые и анкеритовые карбонатиты.

Полнота проявления отдельных членов этого ряда пород в различных трубках неодинакова. В одних, например массивы Восточных Саян (Тагнинский, Белая Зима), редуцированно проявлены ультраосновные члены, в других (Кондер, Инагли, Арбарастах, Кугда и др.), напротив, широко распространены ранние члены (пироксениты, дуниты, габброиды) и незначительно поздние. Могут выпадать также средние зоны и устанавливаться непосредственное залегание карбонатитов в пироксенитах [46, 48, 79].

Интересно, что по имеющимся данным формирование указанного ряда пород происходит длительно, в интервалах до 100, 150 млн. лет и более. Так, по материалам М. Я. Соминой, ийолито-нефелиновые сиениты Тагнинского массива имеют абсолютный возраст 380—300 млн. лет, карбонатиты — еще более молодой. Для Ковдорского массива В. И. Терновой указывает следующие значения возраста образования пород: ийолиты различных текстур 590, 517, 408; нефелиновые сиениты 394; карбонатиты 386; гипербазиты массива Кондер 600, а щелочные сиениты внешнего кольца 130 млн. лет.

Направленность минеральных преобразований в указанном ряду горных пород: от бесполевошпатовых оливковых и

пироксеновых к пироксен-нефелиновым со щелочными пироксенами и магнетитом, далее к плагиоклаз-нефелиновым, плагиоклазовым и затем карбонатным кальцитовым, доломитовым, анкеритовым породам.

Наиболее ценная (TR, Th, Nb, Ta) минерализация связана с конечными членами ряда — с карбонатитами; хром, платина — с начальными — гипербазитами; железо, титан, флогопит, апатит, отчасти цирконий — со средними, изменяющимися по составу от акупирангитов до нефелиновых сиенитов и карбонатитов (табл. 5).

Намеченный зональный ряд отражает лишь общую преобладающую тенденцию в смене пород в пространстве и во времени. В действительности залегание различных по составу пород более сложное. В частности, характерны различные кольцевые структуры с неоднократным чередованием пород. Например, в строении интрузии Себлярв намечается четыре незамкнутых «кольца» карбонатитов в пироксенитах. Чередование кальцитовых, доломитовых и анкеритовых карбонатитов характерно для центральной зоны Гулинской интрузии. Для массива Арбарастах А. Г. Жабиным и А. Г. Харченковым [67] описано чередование карбонатитов и апатит-магнетитовых пород в центре интрузии, карбонатитов с амфибол- и слюдяно-пироксеновыми породами, а также с фенитами на периферии.

Во всех трубках устанавливается, что во все более поздних по времени образования метасоматических породах проявляется все возрастающее стремление к развитию в виде систем жильных тел, секущих кольцевую структуру. Так, в интрузиях Ковдор, Салланлатви, Палабора и других карбонатиты образуют вытянутое тело, пересекающее различные по составу породы.

В Тагнинской и Белозиминской интрузиях анкеритовые и доломитовые карбонатиты развиваются вдоль закономерно ориентированных систем трещин и т. д. В связи с определенной «автономностью» расположения поздних метасоматитов они оказываются среди различных ультраосновных щелочных пород, а нередко выходят также за их пределы во вмещающие породы. Среди различных по составу метасоматических пород возникают неодинаковые по составу и строению карбонатиты. Внутренние зоны во всех случаях представлены соответственно карбонатными породами.

Внешние зоны имеют состав биотит-эгирин-альбитовый при развитии карбонатитов по сиенитам; диопсид-флогопит-кальцитовый — по пироксенитам; эгирин-биотит-кальцитовый — по ийолитам и т. д. Выявлен ряд особенностей проявления рудной минерализации карбонатитов в зависимости от состава замещаемых пород [48]. В ультраосновных породах относительно большее развитие получает железо-титан-циркониевая, а в ультраосновных щелочных — ниобиево-редкоземельная минерализация.

Распределение минералов в различных магматических
и метасоматических породах [46, 48]

Характеристики	Зоны различного состава				
	1	2	3	4	5
Породы	Пироксениты, оливиниты, дуниты	Якуширангиты, мельтейгиты, ийолиты	Нефелиновые и щелочные снениты, альбититы	Кальцитовые карбонатиты	Анкеритовые, доломитовые и сидеритовые карбонатиты
Минералы породообразующие	Оливин Пироксены	Нефелин	Бiotит, флогопит Полевые шпаты	Кальцит	Анкерит Доломит Сидерит
Минералы продуктивные	Магнетит Ильменит Перовскит-дизаналит-лопарит		Бадделит-циркелит Флогопит Апатит	Циркон Сфен Пирохлор	Барит Сфалерит Галенит Колумбит Монацит Бастнезит Бербанкит Стронцианит Ортит
Главные рудные элементы	(Cr, Pt), Fe, Ti	Ti, Zr	Ta, Nb	Ta, Nb, TR, Th	TR, Th, Sr, (Mo, Cu, Zn)

В зональных метасоматических образованиях проявляются общие особенности пространственного распределения рудных элементов:

Внешние зоны метасоматитов	Внутренние зоны
Ti, Nb	Ti, Zr
Ti, Zr, Nb	Ti, Zr, Nb, TR
Ti, Zr, Nb, TR	TR

По ориентировке этого ряда горных пород и расположению соответствующей рудной минерализации выделяются два основных типа трубок [48] с расходящейся (центробежной) и сходящейся (центростремительной) горизонтальной зональностью. Соответственно в одних случаях карбонатиты как более поздние образования оказываются на периферии кольцевых структур (Горное озеро, Гулинский, Салланлатви и др.), в других — в центре (Африканда, Ковдор, Вуорияври, Себляври, Арбарастах, Кондер, Инагли).

Закономерности распределения горных пород и сопровождающих их руд по вертикали наиболее полно рассмотрены А. А. Фроловым [208]. Сопоставление состава и строения трубок разных провинций с различной степенью эрозионного среза позволило восстановить основные закономерности вертикальной зональности (рис. 20). Вертикальный диапазон развития трубок ультраосновных—щелочных пород, как устанавливается при анализе их залегания в стратиграфическом разрезе, достигает 5—7, иногда до 10 км. При этом одни из них достигали поверхности и в верхних зонах представлены вулканами, другие формировались как интрузивные тела.

На основании работ Ю. А. Богдасарова, Л. С. Бородина, А. И. Гинзбурга, А. А. Кухаренко, М. П. Орловой, В. У. Смита, А. А. Фролова, Е. М. Эпштейна и других могут быть установлены следующие основные закономерности распределения пород и руд по вертикали.

1. Снизу вверх возрастает роль карбонатитов и уменьшается роль ультраосновных пород, т. е. наблюдается прямая вертикальная зональность: от начальных членов единого зонального ряда, полно проявленных на глубине, к конечным на верхних горизонтах.

2. Для верхних частей более характерна сходящаяся горизонтальная зональность с центральным расположением карбонатитов, для более глубоких — расходящаяся с приуроченностью карбонатитов к внешним зонам. В результате морфология тел карбонатитов, как отмечают, имеет часто «веретенообразную» форму с расширением в нижней части и затем выклиниванием.

3. Относительно правильная в горизонтальном сечении концентрическая зональность пород в вертикальном срезе представляется в виде сложно пересекающихся конусов, одни из которых расширяются кверху, другие — книзу (рис. 20):

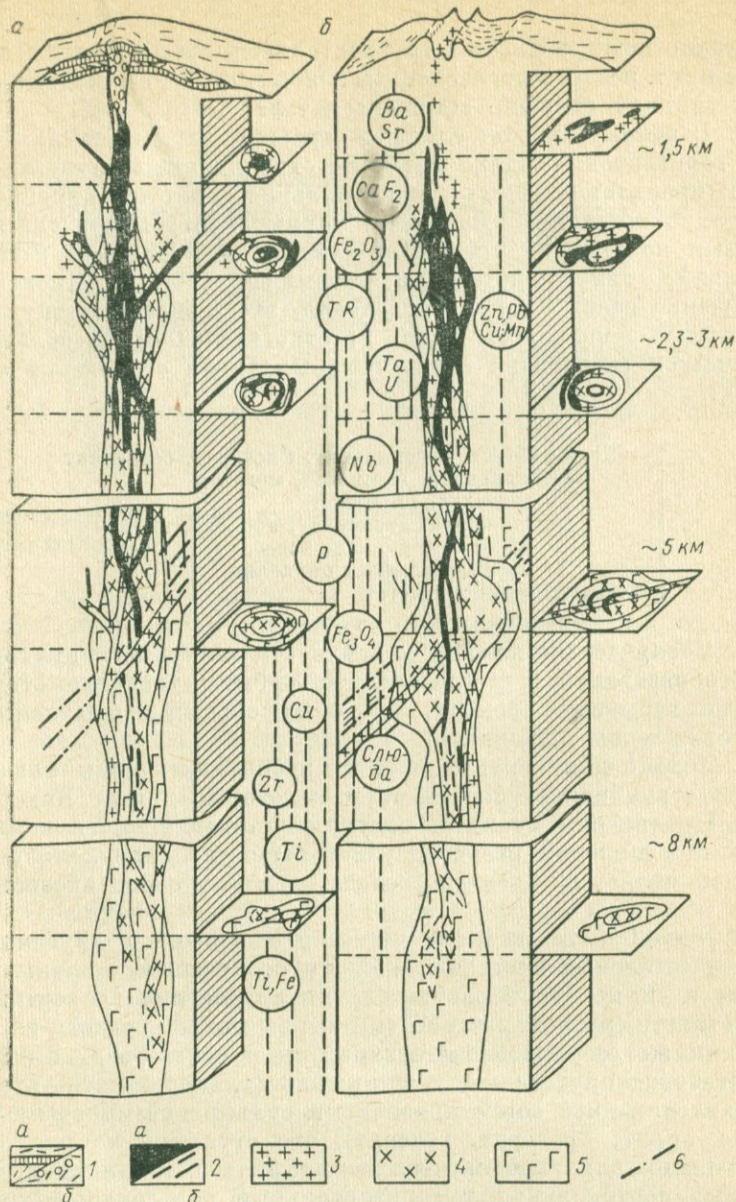


Рис. 20. Схема вертикальной зональности состава, строения и распределения месторождений полезных ископаемых в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (по А. А. Фролову) для вулканического (а) и глауцинового (б) типа массивов.

1 — вулканические аппараты, сложенные: а — фолонитами, нефелинитами и другими эффузивными породами, б — туфобрекчиями и агломератами; 2 — карбонатиты: а — штоки, б — жилы; 3 — сyenиты нефелиновые и щелочные; 4 — породы серии якупирангит — мельтейгит — ийолит — уртит; 5 — ультрабазиты (широксениты, перидотиты, дуниты); 6 — разломы.

Ритмично чередующиеся в горизонтальных срезах породы в разрезе имеют резко несогласное расположение; более поздние образуют типично секущие ветвящиеся тела.

4. В целом наиболее сложное строение характерно для верхних горизонтов, поздние магматические и метасоматические породы, проявленные здесь с максимальной полнотой, приобретают отчетливо жильные, трещинные формы, контролирующиеся системами конических трещин. Вертикальный диапазон развития отдельных типов оруденения превышает 1000 м. Происходит наложение разных типов оруденения, что создает нечеткую вертикальную зональность. Лишь по относительному преобладанию намечается следующая смена главных типов оруденения снизу вверх:

↑	Sr, Ba барит, стронционит, флогопит, бербанкит
	TR пирохлор, бастнезит, монацит
	Ta танталит, широхлор
	Nb пирохлор, дизаналит, лопарит, кноцит
	Zr циркелит, циркон, бадделит
	Ti перовскит, сфен, циркелит
Fe, Ti титаномагнетит	

5. В случае достижения поверхности и развития вулканических образований в верхней части трубок устанавливаются типичные взрывные брекчи, туфы, туфобрекчи и агломераты (месторождения Африки).

6. Только для верхних частей трубок характерны флюорит, барит, стронционит, бербанкит и некоторые другие минералы.

7. Проявления хромита, платины устанавливаются в интрузивах при широком развитии ультраосновных пород, что в ряде случаев является, очевидно, следствием глубокого эрозийного среза.

8. В карбонатитах менее четко по сравнению с другими типами несогласных месторождений (трубообразных, жильных) намечается симметрия в распределении оруденения по вертикали. В частности, элементы такой симметрии можно увидеть в проявлении железорудной минерализации в самых верхних зонах (гематитовое оруденение) и в нижних (ильменит-магнетитовое), в появлении двух зон с признаками сульфидной минерализации (халькопирит, сфалерит, галенит), что отражено на рис. 20.

В целом для карбонатитов может быть намечен следующий сводный вертикальный и горизонтальный ряд зональности рудных элементов: Ti, Fe → Zr → Nb → Ta, (U) → TR → (Mo, Cu, Zn, Pb) → (Ba, Sr). Обратим внимание на последовательность чередования Ti → Zr, Zr → Nb, Nb → Ta, аналогичную по взаимному расположению элементов с зональным рядом V группы. Редкие земли, торий, уран занимают менее определенное положение.

Таким образом, в целом зональность карбонатитов может быть рассмотрена как прямая вертикальная, регрессивная. Харак-

терная черта концентрической горизонтальной зональности карбонатитов заключается в проявлении ее на различных уровнях глубин то как сходящейся, то как расходящейся.

Зональность месторождений с ассоциациями сидеро-халько-литофильных рудных элементов (VII группа)

В этом разделе рассмотрены особенности зональности оруденения двух характерных и важных в промышленном отношении типов месторождений: секущих, так называемой пятиэлементной формации (U, Co, Ni, Bi, Ag), и согласных стратиформных месторождений ураново-ванадиевых с селеном, молибденом, иногда медью.

Уран-кобальт-никель-висмут-серебряные месторождения

Наиболее характерными для VII группы являются месторождения так называемой пятиэлементной формации с ассоциацией рудных элементов Ni, Co, U, Bi, Ag. В некоторых месторождениях VII группы в повышенных количествах могут присутствовать мышьяк, медь, золото, сурьма, иногда олово, молибден.

Пестрота ассоциаций рудных элементов — широкое распространение лито-, халько- и сидерофильных элементов — в месторождениях VII группы вполне сопоставима с большим разнообразием состава интрузивных и вулканических пород, характерных для районов развития этой минерализации.

В одних случаях — это наложение орогенного основного вулканизма пестрого состава (трахитовые порфиры, кварцевые порфиры, диабазы, субвулканические тела основного и среднего состава) на зоны предшествующего эвгеосинклиналильного развития. В других случаях, например в районе Большого Медвежьего озера, Кобальт в Канаде, — напротив, проявление гранитного магматизма, более поздних даек и вулкаников основного состава. Тесная ассоциация риолитов и серпентинитов характерна для района Буазер (Марокко) с аналогичным оруденением (Ag, Co, Ni).

Для периода, непосредственно предшествующего оруденению, характерно в целом антидромное развитие магматизма — вулканизма и интрузивной деятельности — от кварцевых порфиров, гранитов до предрудных диабазов, порфиритов. Эти месторождения представлены, как правило, системами жил кварц-карбонат-баритового состава, иногда с флюоритом, а также жильными штокверками и залегают среди гранитов (тип «Виттихен» по Г. Шнейдерхёну [216]), пропилитизированных и нередко скарнированных вмещающих пород — сланцев, известняков.

Отдельные черты зональности месторождений этого типа были отмечены еще Г. Шнейдерхёном. Снизу вверх ураноносные практически бессульфидные жилы с плотным роговиковым кварцем и небольшим количеством доломита и флюорита сменяются баритовыми, флюорит-баритовыми жилами и прожилками с висмутсодержащими кобальто-никелевыми рудами, в которых по мере приближения к поверхности последовательно возрастает содержание серебра.

Было отмечено также, что висмут более тесно ассоциирует с арсенидными кобальто-никелевыми рудами, в составе которых преобладает кобальт, а серебро более характерно для руд, обогащенных никелем. При этом ассоциация Bi, Co располагается, как подчеркивает Ю. М. Дымков [66], вблизи гранитов, а жилы с ассоциацией Ni, Ag, наоборот, удалены от гранитов. Характерны также переходы на глубине жил с висмут-кобальтовой минерализацией к жилам, богатым ураном.

Содержание мышьяка на нижних горизонтах возрастает. Смена ассоциаций руд от центра к периферии в плане аналогична зональности по вертикали снизу вверх, но обычно менее полно проявлена.

Обобщенный ряд вертикальной зональности по наиболее характерным ассоциациям рудных элементов для месторождений Рудных гор может быть выражен следующим образом:

Барит, карбонаты	↑	Ag, Ni, (Co)
Флюорит		Ni, (Co, Ag, Bi)
Барит, кварц		Co, Ni, Bi, Ag, As
		Bi, Co, (Ni)
Халцедоновидный кварц		U, (Bi, Co, Ni)

Интересно, что в данном случае, как и для отмечавшихся выше золото-сурьмяных месторождений Африки, вертикальная зональность оруденения определила сложную историю освоения месторождений Рудных гор. Первоначально в XV—XVI вв. верхние горизонты рудников разрабатывались как серебряные; в XVII—XVIII вв. по мере углубления разработок — как кобальт-никелевые; в XVIII—XIX вв. — главным образом как висмутовые, со второй половины XIX в. и в последующие десятилетия XX в., когда выработки достигли сотен метров и более, этот район приобрел всемирную известность благодаря добыче урановых руд.

Процесс минералообразования, детально изучавшийся для месторождений Рудных гор, наиболее полно охарактеризованный в отечественной литературе Ю. М. Дымковым [66], представляется как многостадийный с последовательностью проявления первоначально главной части настурановой, затем кобальтовой и позднее серебряной минерализации с параллельным изменением парагенезиса жильных минералов: от халцедоно-

видного кварца к преобладанию барита и далее — барита, карбонатов, флюорита.

В месторождениях других регионов мира проявлены отдельные части этого единого зонального ряда. Наиболее близки по составу руд к рассмотренным месторождения района Верхнего озера Канады. Здесь также наблюдается тесная ассоциация урановой, никель-кобальт-арсенидной и серебряной минерализации, однако висмут нехарактерен; в повышенных количествах постоянно присутствуют медные минералы.

На месторождении Буазер (Марокко) установлено аналогичное кобальт-никель-арсенидное с серебром оруденение со сменой снизу вверх кобальтовых руд более богатыми никелем рудами, что представляет как бы фрагмент общего приведенного выше ряда зональности.

В районе месторождения Кобальт (Канада) полно проявилась как бы верхняя часть зонального ряда с серебродержащими кальцитовыми жилами и кобальт-никель-арсенидным оруденением с медью, а частью жилы с самородным висмутом.

Для месторождений Тувинской АССР и Красноярского края характерны различные сочетания в рудах Ni, Co, As, Cu, Ag, Au, Bi, для месторождения Акол — Ni, Ag, (Cu, As, Co, Sb), Владимирского — Co, As, Cu, Хову-Аксы — Ni, Co, As, Cu, для ряда рудопроявлений — Ni, Co, As, Bi, Au.

Для жил месторождения Хову-Аксы (В. Г. Тюлькин и другие) установлена горизонтальная зональность со сменой рудных элементов от центра к периферии в последовательности: As, Co, Ni → Co, Ni → Cu.

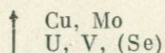
Ванадий-селен-урановые. ванадий-уран-медные и родственные им месторождения

Здесь могут быть указаны разнообразные по составу месторождения с пластовым залеганием руд в осадочных породах: песчаниках, чередующихся с аргиллитами, иногда прослоями конгломератов (плато Колорадо), реже — среди карбонатных пород (штат Нью-Мексико, США). Все месторождения характеризуются тесной связью уранового оруденения с процессами гидротермальной аргиллизации вмещающих пород. Типичная ассоциация рудных элементов для месторождений этого типа: U, V, Mo, Se, Cu.

Ванадий-селен-урановое и сопутствующее ему оруденение плато Колорадо (месторождения Тэмпл-Маунтин, Амброзия-Лейк, Палангана) и ряд отечественных месторождений приурочиваются к песчаникам с обильными выделениями углефицированного вещества и представляют собой пластовые лентообразные залежи, располагающиеся в разрезе кулисообразно и многоярусно. В целом рудные тела залегают согласно, но в деталях пересекают первичную слоистость, образуя характерные серповидные

(ролловые) тела. Местами морфология рудных тел более сложная, для месторождений плато Колорадо описаны своеобразные «песчаниковые трубки», связанные со структурами обрушения. Руды представлены песчаниками с кварц-каолинитовым (в наиболее измененных разностях), хлорит-монтмориллонитовым цементом, с дисперсными выделениями урановых минералов (коффинита, настурана, урансодержащих титанатов и др.), с монтрозееитом, ванадийсодержащей слюдой, иногда нордизитом и с колломорфными выделениями сульфидов — халькопирита, пирита, марказита. Температура рудообразования по данным декрипитации цеолитов 100—150° С. На основании сопоставления данных по различным месторождениям США установлено, что ванадий и медь в ряде случаев характеризуются обратной корреляцией, уран и свинец — прямой. Молибден и медь более типичны для внешних зон. В вертикальном разрезе месторождений урановая минерализация тяготеет к относительно более нижним зонам, а медная (молибденовая?) — к более верхним. Это подчеркнуто, в частности, Б. Вудом [38], И. Гэршманом [55] для месторождений района Лисбок-Валли (штат Юта, США).

Зональность в серповидных телах симметричная: во внутренних вогнутых зонах, контрастно граничащих с менее измененными песчаниками, оруденение представлено ураном, ванадием, селеном, внешние зоны с расплывчатыми переходами к вмещающим породам содержат относительно более высокие содержания молибдена. Таким образом, зональность стратиформных урановых месторождений может быть выражена следующим упорядоченным рядом расположения элементов:



— с отдельными более сложными случаями с симметричным (вверх, вниз, вбок — по падению напластования) расположением вектора с указанной упорядоченностью рудных элементов.

Надежные данные о взаимоотношениях во времени разных типов оруденения авторам не известны.

В целом зональность этой группы месторождений можно рассматривать как первично вертикальную прямую.

Общие закономерности зонального распределения рудных элементов в эндогенных месторождениях

Рассмотренная выше зональность оруденения различных групп месторождений позволила наметить основные варианты проявления упорядоченного расположения максимальных концентраций рудных элементов — рядов зональности — и пространственно-временные их характеристики. Зональный ряд, как следует из приведенного материала, является важнейшей характеристикой зональности, наиболее устойчиво сохраняющейся в месторождениях отдельных групп.

Пространственная ориентировка таких рядов (прямая, обратная; сходящаяся, расходящаяся) и последовательность формирования зональности во времени (прогрессивная, регрессивная) менее устойчивы и варьируют нередко даже в рудных телах одного месторождения.

Вместе с тем на фоне проявления индивидуальных черт зональности каждого месторождения и особенностей зональности различных групп месторождений намечаются и общие закономерности в смене рудных элементов, в пространственной ориентировке векторов изменчивости минерализации, а также при формировании зональности во времени.

Цель настоящей главы — выделить и подчеркнуть все то общее, что объединяет зональность различных групп месторождений, наметить основные положения, отражающие закономерности в размещении рудной минерализации в пространстве — в пределах рудных тел и месторождений — и особенности ее развития во времени.

Упорядоченное расположение рудных элементов в эндогенных месторождениях

Сводные ряды зональности эндогенных месторождений

Стремление установить «порядок» в распределении максимальных концентраций рудных элементов в различных типах месторождений лежит в основе всех исследований зональности рудных месторождений. Однако многообразие типов руд, сложность пространственных и временных соотношений различных минеральных парагенезисов и минералов в пределах рудных тел и месторождений приводят к выводу о невозможности сведения в единый универсальный ряд всех известных вариантов проявления зональности. Вместе с тем многократно повторяются в различных типах месторождений отдельные фрагменты зональных рядов (например, устойчиво выдерживается взаимное расположение зон с медной и полиметаллической, полиметаллической и золото-серебряной минерализацией), а также закономерные «изоморфные» замещения в родственных месторождениях одних ассоциаций рудных элементов другими (например, развитие вольфрамово-оловянной ассоциации вместо молибденово-вольфрамовой и т. п.). Все это указывает на перспективность поисков не единого ряда, а системы упорядоченного расположения рудных элементов в разных типах месторождений, учитывающей как взаимное расположение ассоциаций рудных элементов, парагенетически связанных, «изоморфно» замещающих друг друга, так и антагонистических, одни из которых исключают широкое развитие других.

В табл. 6 приведены наиболее характерные взаимоотношения пространственного распределения максимумов концентрации рудных элементов в месторождениях семи охарактеризованных групп. Ряды зональности при этом расположены таким образом, что однотипные ассоциации различных рядов (Fe,Ti; Fe,Mn; Cu; Zn,Pb; As, Ag; Sb, Hg и др.) оказываются совмещенными в единых вертикальных колонках.

Всего по ассоциациям рудных элементов представилось целесообразным выделить семь основных зон. За четвертую зону, использующуюся в качестве главного «репера» для привязки других типов оруденения, принята полиметаллическая (Zn-Pb) зона. Основанием для этого послужило широкое распространение сфалерит-галенитовой минерализации в различных типах месторождений, при развитии ее в одних месторождениях в центральных, в других — в периферических зонах. В ряде месторождений (редкометалльных, медно-молибденовых, медно-никелевых, золото-мышьяковых, золото-серебряных, сурьмяно-ртутных и др.) полиметаллическая минерализация не имеет промышленного значения, но является характерной составной частью руд. В других

Сводные ряды зональности месторождений различных групп

Группа	Под-группа	№ п/п	Зоны							
			I	II	III	IV	V	VI	VII	
I	1	1	Cr → Pt, (Pd, Cu, Ni, Co) → Fe Ti, Fe → Fe, V		→ Fe, Cu					
II	1	3		Fe, Ni, (Co, Pt) → (Fe, Co) Fe →	Cu, (Pd, Pt, Os, Ir) → (Au, Cu) Cu →	(Zn, Pb, Bi, Te) → (Ag, Au)				
	2	4		(Fe, Sn) Fe →	(Mo, Cu) Cu →	Zn, Pb, (Ag) →	Ag, Au, Te	→ (Ag, Au)		
	3	5		Fe →	Fe, Mn, (Cu) →	Zn, Pb →	(Ag, Au)			
III	1	6		(W, Mo) →	Au, Cu, (As, Sb) →	(Zn, Pb)				
	2	7		(Sn, W), (Fe, As) →	→ Fe, Cu, (As)	→ Zn, Pb →	Sb, Ag, Au			
	3	8		(Fe, As)	→ Cu →	Zn, Pb →	Ag, (Au)	→ (Ag), Au →	(Sb, Hg, As)	
	4	9			(Cu) →	(Zn, Pb) →	Sb, (Ag, Au, Se)	→ Sb, Hg →	Hg, As → As	
IV	1	10		(Fe, Mo) (W, Mo) Mo, (Cu)	→ Cu (Au, Cu) →	(Zn, Pb) →	(Ag, Au)			
	2	11		Sn, (W) →	Sn, Fe, As Sn, Cu	→ Zn, Pb →	Sb, (Ag)	→ Hg		
	3	12		W, Au →	Fe, As, Au →	(Au), Zn, Pb →	(Pb), Sb, (Au)	→ (Sb), Au		
	4	13		Mo, Au →	Fe, As, Au →	(Au), Zn, Pb →	(Pb), Sb, (Au)	→ (Sb), Au		
	5	14			(W, Mo, Fe, As, Au) →	W, Sb, (Zn) →	(W), Sb, Hg, (As)			
V	1	15		Mo W → Mo, Be, W	→ W, (Bi) →	(Cu, Zn, Pb)	→ (Ag, Au)			
	2	16		(Li), Sn, Be, W →	(Sn, As), W, (Bi) →	(Cu, Zn, Pb)				
	3	17	Zr → Nb, Ta → TR →	Li, Be → Be, W →	W, (Bi)					
	4	18	Ti, Zr → Nb, Ta → TR (U)	U → Mo →	Cu, (Zn, Pb)	→ Zn, Pb				
	5	19								
VI	1	20	Fe, Ti → Zr → Nb → Ta, U → TR	→	(Mo, Cu, Zn, Pb)					
VII	1	21		U, (Bi, Co, Ni) →	Bi, Co, (Ni) →	Cu, Ni, As, Ag	→ (Co, Ni), Ag			
	2	22		U, V, (Se) →	Mo, Cu					

месторождениях (многих колчеданных, оловянно-полиметаллических, железо-марганцево-полиметаллических, сурьмяно-полиметаллических и др.) сфалерит-галенитовые, сфалерит-галенит-баритовые руды представляют основную практическую ценность месторождений.

Из рассмотрения табл. 6 можно увидеть, что один и тот же элемент может быть характерен для различных зон. Например, Fe — типичный элемент второй, третьей и шестой зон; Au — второй, третьей, четвертой и пятой; As — третьей, пятой, шестой и т. д. Возможное различное положение одного и того же элемента в зональных рядах, как известно, отмечалось еще В. Эммонсом [224, 234], который в сводном ряду указал, например, две зоны золотой и две серебряной минерализации. Значительно более определенно, как вытекает из вышеприведенного материала, расположение в зональных рядах не отдельных рудных элементов, а их ассоциаций. В частности, ассоциации Cr, Pt; Ti, Zr; Nb, Ta, TR характерны для 1-й зоны; Li, Be, Sn; Sn, W; W, Mo — для 2-й; Fe, As; Au, As; Au, Cu; Fe, Cu — для 3-й; Au, Zn, Pb — для 4-й; Au, Ag; Sb, Au — для 5-й; Sb, Hg, As — для 6-й и т. д. В одних случаях такие парные и тройные ассоциации рудных элементов отражают особенности минеральных форм их проявления, например Fe-As — за счет нахождения арсенопирита; Cu-Pb-As-Sb — блеклых руд и т. п. Однако в большинстве случаев — это итог устойчивого сонахождения различных минералов (арсенопирита и золота, золота и халькопирита и т. д.) в сходных зонах различных типов месторождений. Один и тот же рудный элемент, широко проявленный в какой-либо зоне месторождения, может быть представлен различными минералами. Например, медное оруденение, характерное для 3-й зоны, может быть представлено, как мы видели, халькопиритом или халькопиритом и борнитом (многие медно-молибденовые месторождения), халькопиритом и блеклыми рудами, только борнитом или даже самородной медью (месторождения типа «Верхнего озера») и т. д.

Зональные ряды отражают закономерности размещения основных рудных элементов и их ассоциаций, образующих самостоятельные минералы или даже парагенезисы минералов. Распределение элементов-примесей минералов, как устанавливается из анализа имеющихся данных, подчиняется более сложным закономерностям и определяется пространственным размещением минерала-хозяина, а также зависит от особенностей распределения элемента между сосуществующими минералами парагенезисов различных зон месторождения. Именно этим объясняется, например, то, что в сульфидно-касситеритовых месторождениях отношение Sb/Bi в галените возрастает к поверхности, а в арсенопирите это же отношение возрастает с глубиной. Выше также подчеркивалось, что, как установлено работами Н. Н. Никулина, Г. А. Осиповой, Е. А. Радкевич, С. Л. Флерова и других,

содержание индия в касситеритах устойчиво увеличивается к поверхности, а в сфалеритах в этом же направлении убывает.

Таким образом, намеченные выше ряды рудных элементов отражают взаимное расположение не элементов-примесей, а максимумов концентрации рудообразующих главных рудных элементов и их ассоциаций.

В свою очередь ряды, представленные в табл. 6, могут быть объединены по общности взаимного расположения ассоциаций рудных элементов в три главных «итоговых» ряда А, Б, В. Два из них — А и Б (рис. 21) — являются наиболее характерными и отражают зональность половины всех эндогенных месторождений.

Ряд А объединяет, как видно из рис. 21, зональность месторождений I, II и отчасти III групп: хромитовых, титаномангнетитовых, медно-никелевых, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических, золото-серебряных эпitherмальных и др. (табл. 6, ряды 1—8). Для этого ряда характерна смена сидерофильных элементов халькофильными с появлением в самых конечных зонах вновь сидерофильных элементов. Поздние ассоциации сидерофильных элементов проявляются во многих эпitherмальных месторождениях: в развитии карбонатов и окислов железа (анкерит, сидерит, гематит), карбонатов и силикатов марганца (родохрозит, родонит и др.). Платина и палладий вместе с никелем и медью проявляются в ряду А дважды, причем в первой зоне наиболее широко распространена платина, а в третьей, совместно с медью, — палладий.

Ряд Б объединяет зональность месторождений V, IV и III групп: многих редкометалльных и редкоземельных, в том числе негматитовых, фельдшпатолитовых; оловянно-вольфрамовых, вольфрамово-молибденовых, вольфрамово-висмутовых, оловянно-бериллиево-литиевых грейзеновых; многих сульфидных, медно-полиметаллических и некоторых сурьмяно-ртутных эпitherмальных месторождений (табл. 6, ряды 9, 11, 15—18). Для этого ряда характерна смена типичных литофильных элементов халькофильными.

Ряды 11, 12, 13, 14 (табл. 6) могут быть рассмотрены как промежуточные между А и Б.

Ряд В, характерный для месторождений, связанных с ультраосновными щелочными массивами и карбонатитами, щелочно-гранитоидными и щелочно-базальтоидными интрузиями, представляет собой вариант перехода от сидерофильных к литофильным ассоциациям рудных элементов. Первые члены ряда аналогичны характерным для ряда А, а последующие — для ряда Б.

Ряд 21 — месторождения пятиэлементной формации — обладает противоположной последовательностью чередования зон: от литофильных (U) к сидерофильным (Co, Ni) и далее халькофильным (Bi, Ag) элементам.

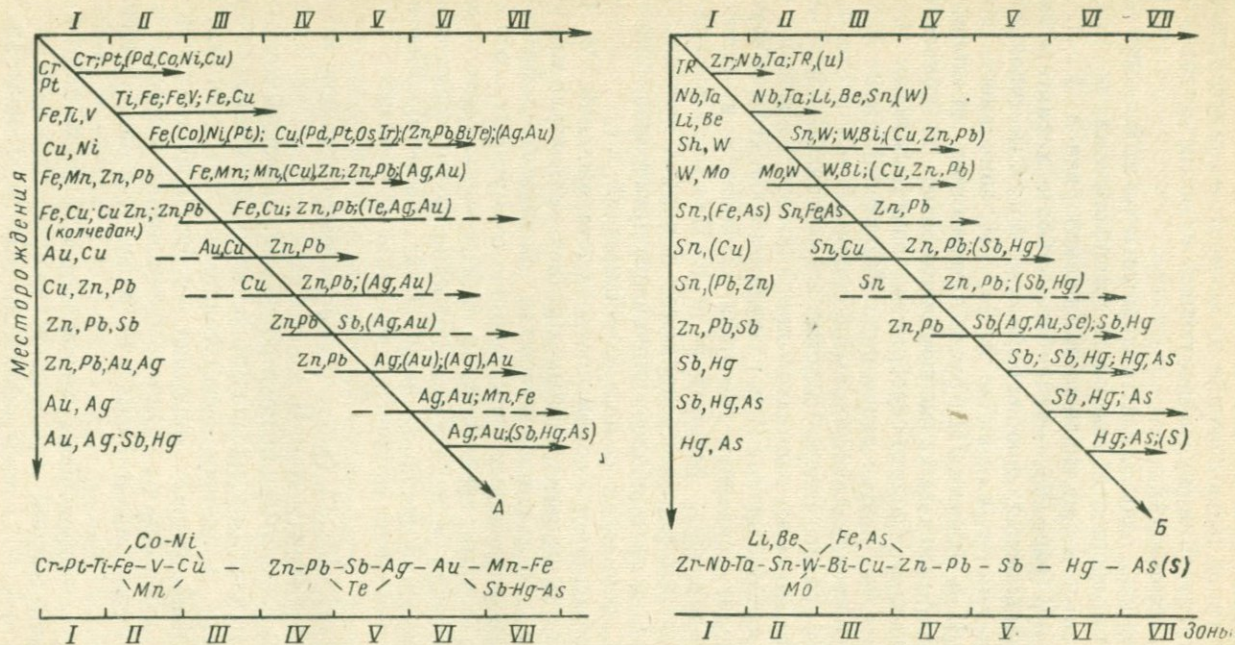


Рис. 21. Схемы зональности родственных месторождений с сидеро-халькофильной (А) и лито-халькофильной (Б) ассоциацией рудных элементов.

По горизонтальной оси — зоны с различной рудной минерализацией, по вертикальной — месторождения со сходной зональностью.

Интересно, что ряд месторождений Корнуолла, положенный в основу зональных построений В. Эммонса, не находит отражения в приведенных рядах и может быть рассмотрен как совмещенные 11-й и 22-й (табл. 6).

Ниже отмечены общие закономерности распределения рудных элементов в сводных зональных рядах.

1. Стремление к халькофильным ассоциациям рудных элементов при переходе от начальных членов к средним и конечным отражает наиболее общую закономерность пространственного и временного развития оруденения в рядах зональности всех групп месторождений. При более детальном рассмотрении особенностей ассоциации химических элементов конечных членов может быть установлена и некоторая «возвратная» тенденция: проявление в рядах зональности после халькофильных элементов в ряде случаев вновь литофильных (например, Sr в карбонатах) или сидерофильных (Fe, Mn) элементов.

2. Наиболее существенные отличия устанавливаются между рядами зональности сидеро-халькофильных (ряд А) и лито-халькофильных элементов (ряд Б), максимально контрастными по ассоциациям рудных элементов и закономерностям их взаимного расположения.

3. Каждый ряд фактически отражает зональность не одного, а группы взаимосвязанных месторождений, объединенных общностью зональности и возникающих в ходе направленного геологического процесса их развития. Характерно закономерное зональное размещение месторождений одного ряда в пределах рудных районов, структурно-металлогенических зон. Так, в наиболее отчетливом виде ряд А проявляется в месторождениях эвгеосинклинальных зон; ряд Б — в месторождениях зон геоантиклинальных поднятий, срединных массивов и сопредельных зонах геосинклинальных прогибов; ряд В — в активизированных частях платформ и щитов. В целом, как сводные ряды отдельных групп месторождений (1—22, табл. 6), так и итоговые ряды (А—В) объединяют родственные месторождения, возникающие в ходе направленного процесса геологического развития.

4. В пределах отдельных месторождений обычно проявляется одна, реже две зоны сводного ряда, а с учетом рассеянной минерализации внешних зон — две или три. В сложных рудных полях, в пределах которых совмещены несколько рудных формаций (например, район Корнуолла, Джиды, Караобы, Коунрада, Хапчерауги и др.) может быть выделено три-четыре зоны сводного ряда.

Число реально выделяемых зон, намечаемых по минеральным парагенезисам, отдельным минералам или соотношению рудных элементов в каждом конкретном месторождении, как мы видели, обычно значительно больше. Это возникает вследствие того, что минерализация главной зоны, как правило, «растянута» и в свою очередь может быть подразделена на ряд подзон. Например,

в полиметаллических месторождениях обнаруживается сложная зональность с обособлением существенно цинковых, цинково-свинцовых (с различной величиной отношения Zn/Pb), преимущественно свинцовых руд и т. д. В редкометалльных месторождениях ниобий, тантал, литий и бериллий, образующие ассоциацию рудных элементов, объединяемую нами в одну зону сводного ряда Б, в пределах рудных тел характеризуются пространственной разобоченностью максимумов их концентрации. Так, например, ниобий приурочивается к более внутренним зонам апогранитов, пегматитов; тантал — к более внешним; литий и бериллий нередко концентрируются в зоне эндоконтакта. В итоге по рудным элементам выделяется ряд подзон: $Nb \rightarrow Ta \rightarrow Li, (Rb) \rightarrow Be$, в целом относимых нами к одной I зоне сводного ряда. Точно так же обращает на себя внимание «растянутость» медной зоны в золото-медных месторождениях типа Голд-Хилл; железо-титановой зоны в месторождениях первоуральского и волковского типов Урала; арсенидной кобальто-никелевой зоны в месторождении Буазер и др.

Пространственная разобоченность ассоциаций рудных элементов, объединяемых нами в одну зону (табл. 6), на ряд подзон с различными сопутствующими дополнительными элементами и закономерно меняющимся соотношением Zn/Pb , Nb/Ta , Ti/Fe , Co/Ni (в приведенных выше примерах) — характерная черта месторождений, для которых данная минерализация является главной.

5. На периферии рудных тел и месторождений обычно наблюдается сложная многокомпонентная минерализация совмещенных, неполно проявленных конечных членов зонального ряда, например $Sb, Hg, Ag; Sb, Zn, Pb, Cu; Zn, Pb, Au, Ag, Fe, Mn$ и др. Например, при описании медно-никелевых месторождений отмечалось, что во внешней медной зоне в качестве элементов-«примесей» часто присутствует полиметаллическая и даже золото-серебряная минерализация, т. е. при полно выраженных начальных членах зонального ряда здесь проявлены как бы «в зародыше» средние (Zn, Pb) и конечные (Ag, Au) члены сводного ряда.

В целом можно отметить, что если характерные для месторождений главные ассоциации рудных элементов мы видим как бы в крупном плане, с дифференциацией элементов на подзоны, с проявлением стадий и подстадий минерализации, то ассоциации второстепенные, развивающиеся на периферии, мы наблюдаем как бы в перспективе мелким планом, «сливающимся» по мере удаления от главного звена, с совмещением в одной зоне различных ассоциаций.

6. Главный рудный элемент месторождения обычно входит в состав не только наиболее характерной для него зоны, но и соседних. Например, в зональном ряду сульфидно-касситеритовых месторождений: $Sn \rightarrow Sn, Fe \rightarrow Sn, Cu \rightarrow Sn, Zn, Pb \rightarrow Sn, Ag,$

(Bi) → Sn, (Sb, Hg) — главный рудный элемент, в данном случае олово, присоединяется, как мы видим, к элементам различных зон, создавая такие малохарактерные ассоциации, как, например, Sn, (Sb, Hg). Напрашивается операция, аналогичная вынесению за скобки общего множителя, в данном случае наиболее распространенного элемента — олова, и приведение зонального ряда к такому виду: Sn → [Fe → Cu → Zn, Pb → Ag, Bi → Sb, Hg]. В скобках выражается при этом как бы основная «матрица» зональности.

Аналогично зональность золото-молибденовых месторождений может быть выражена рядом Au [Mo → As, Fe → Zn, Pb → Sb], золото-вольфрамовых месторождений — рядом Au [W → Fe → Cu → Sb], медно-золоторудных — рядом Cu [(W) → Mo → Cu → Au].

Появление рудного элемента не только в наиболее типичной для него зоне, но и в ассоциации с элементами других зон может быть использовано в практических целях. Обнаружение элемента в несвойственной для него ассоциации может указывать на возможность появления максимально высоких его концентраций в типичной для него зоне. Точно так же «растянутость» главного звена и «совмещенность» второстепенных зон могут быть использованы при установлении практической ценности минерализации месторождения и определения его формационной принадлежности. Эта же особенность зональности позволяет в ряде случаев по минеральному составу внешних зон получить представление об оруденении еще не выявленных тел, где эта минерализация может быть проявлена полно.

При установлении сводных рядов зональности необходимо иметь в виду отмеченные выше положения о «дифференцированности» главной минерализации, о совмещенности во внешних зонах разнотипных ассоциаций, о возможности присоединения главного рудного элемента в качестве «примеси» к ассоциациям практически всех зон месторождения. Без учета этих характерных особенностей проявления зональности может быть намечено неоправданно большое количество различных рядов зональности.

Система упорядоченного расположения рядов зональности эндогенных месторождений

После того как все многообразие рядов зональности было сведено к основным случаям, приведенным в табл. 6, возникла следующая задача: за счет объединения однотипных ассоциаций элементов (например, Fe, Ti; Sn, W; Mo, W и др.), встречающихся в рядах зональности различных месторождений, попытаться увязать эти ряды в единую «систему» зональности, т. е. систему упорядоченного расположения рудных элементов и их ассоциаций, отражающую особенности взаимного распределения

максимальных концентраций в различных типах месторождений.

Резкое различие зональности сидеро-халькофильных и лито-халькофильных месторождений определяет построение «системы» в виде нескольких рядов зональности, «сходящихся» в общей точке — месте проявления ассоциации Zn, Pb, характерной для различных рядов (рис. 22).

По вертикальной оси расположены ассоциации элементов (первых членов ряда) в последовательности от типичных сидерофильных к литофильным; по горизонтальной — последовательность чередования зон от I к VII. Расположение элементов в указанных двойных и тройных ассоциациях (Cr, Pt; Mo, Cu; Zr, Nb, Ta и т. д.) отражает зональность размещения их в отдельных месторождениях.

В целом, как можно видеть на рис. 22, по диагонали сверху вниз располагается основной ряд зональности сидеро-халькофильных элементов; снизу вверх — ряд лито-халькофильных элементов. Промежуточное положение занимают ряды: Fe, Mo, Cu; Au, W, As; Mo, Au; Mo, W — месторождений, для которых характерны ассоциации сидеро-, лито-, халькофильных элементов. Ряд В с ассоциацией рудных элементов преимущественно I зоны (Cr, Pt, Fe, Ti → Ta, TR, U) располагается на рис. 22 по вертикали сверху вниз.

Намеченная типовая последовательность смены ассоциаций рудных элементов в зональных месторождениях в отдельных фрагментах согласуется с последовательностью развития рудных элементов от лития до ртути, по А. Е. Ферсману, а также с зональным рядом по В. Эммонсу (рис. 22). Может быть отмечено определенное соответствие и с рядом зональности элементов-индикаторов Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна [140, 141]. При этом, однако, намечаются и существенные отличия. В частности, привлечение к анализу большего числа элементов, чем в рядах В. Эммонса, объединение их в характерные ассоциации и в ряды позволяет отразить более полно (рис. 22) то разнообразие случаев взаимного расположения элементов, которое фиксируется в различных типах рудных месторождений.

Подчеркнем некоторые общие закономерности упорядоченного расположения рудных элементов и их ассоциаций в рядах зональности, изображенных на рис. 21, 22.

1. Сопоставляя ассоциации рудных элементов начальных и конечных членов зональных рядов различных месторождений, можно установить, что начальные члены проявляются более многообразно. Каждый из семи рядов зональности отличается именно по начальным членам зональных рядов, конечные члены более однообразны. По существу, для конечных членов зональных рядов можно наметить два основных варианта для всех групп месторождений. В одном случае, наиболее типичном для лито-халькофильных рядов, характерно развитие после полиметалли-

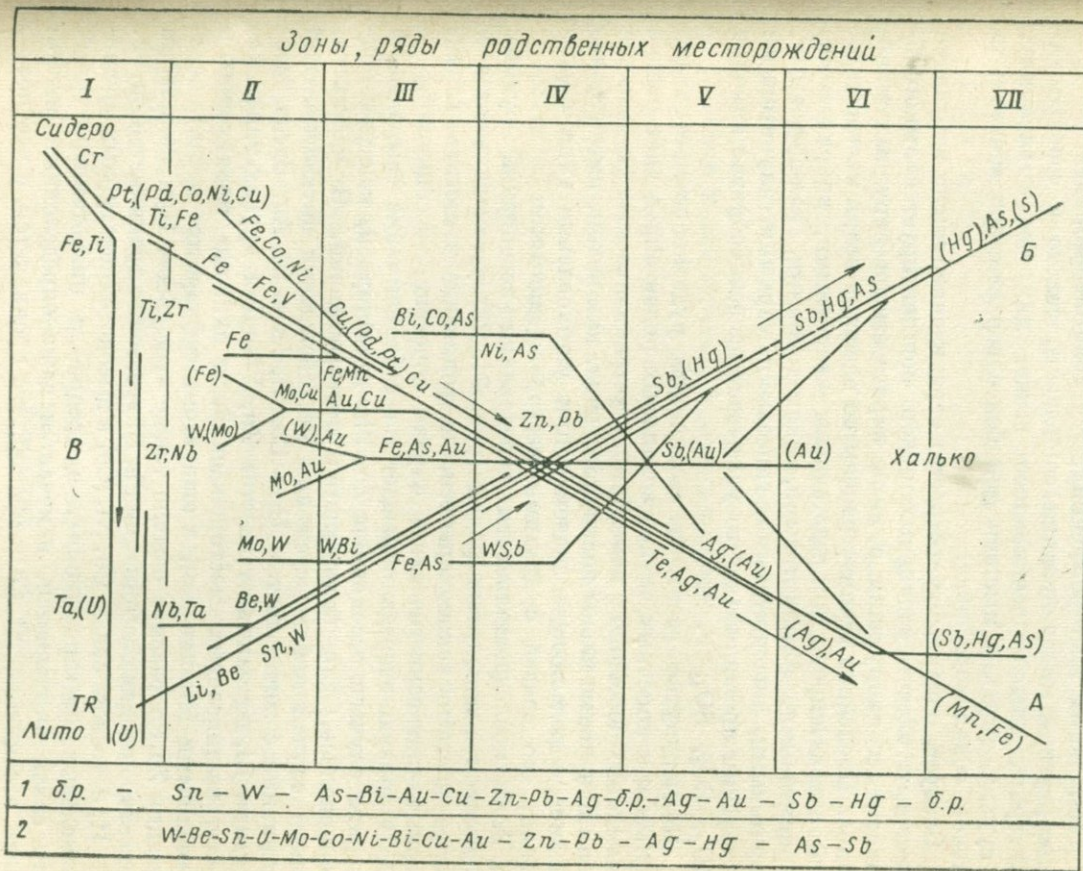


Рис. 22. Ряды зональности эндогенных месторождений.

Стрелки указывают последовательность развития ассоциаций рудных элементов во времени.

Главные ряды ассоциаций рудных элементов: А — сидеро-халькофильных; Б — лито-халькофильных, В — сидеро-литофильных.

1 — ряд рудной зональности по В. Эммонсу [224, 234]; 2 — ряд зональности элементов-индикаторов ореолов рудных месторождений по Л. Н. Овчинникову, С. В. Григорьеву и др. [140, 141].

ческой минерализации сурьмяно-ртутной, в другом, характерном для сидеро-халькофильных рядов, золото-серебряной.

Например, для колчеданных медных и полиметаллических месторождений характерно проявление в верхних зонах золота, серебра, для силикатных и сульфидно-касситеритовых — сурьмы, ртути; для золото-молибденовых — сурьмы (серебра); для медно-молибденовых — золота, серебра и т. д. При этом, как правило, за исключением небольшой группы эпитермальных месторождений, развитие во внешних зонах сурьмяно-ртутного оруденения исключает появление здесь золота, серебра, и наоборот. В тех эпитермальных месторождениях, где золото-серебряная и сурьмяно-ртутная минерализация совмещены, золото и серебро характерны, как подчеркивалось выше, для более глубоких, а сурьма, ртуть и мышьяк для более верхних зон «конечных» членов зонального ряда.

Следует, однако, отметить, что ограниченное число вариантов конечных членов зональных рядов «компенсируется» многообразием ассоциирующих с ними парагенезисов нерудных минералов. Последние распространены во внешних зонах месторождений очень широко и представлены кварцевыми, хлоритовыми, серицитовыми, флюоритовыми, халцедоновыми, кальцитовыми, баритовыми, ангидритовыми, гипсовыми, серными, алунитовыми и другими прожилками, что указывает на разнообразие анионов SiO_2 , CO_3 , SO_4 , F.

Подчеркнутое различие ассоциаций рудных элементов начальных и конечных членов зональных рядов определяет разное смысловое значение изменений, устанавливаемых в составе зон. Начальные члены зонального ряда, как видим, имеют более важное определяющее значение при установлении типа оруденения, его связей с другими месторождениями.

2. В последовательности чередования ассоциаций рудных элементов в зональных рядах (рис. 21, 22) устанавливаются и более частные закономерности, позволяющие наметить характерные «антагонистические» случаи сочетания ассоциаций.

В первую очередь обращает на себя внимание «выпадение» в ряде случаев ассоциации Zn, Pb, характерной, как уже подчеркивалось, для большинства месторождений. В частности, такой случай наблюдается для месторождений пятиэлементной формации с зональностью $\text{U} \rightarrow \text{Co, Ni, As} \rightarrow \text{Bi, Ag}$. Здесь ассоциация Bi, Ag занимает «место» Zn, Pb. Для других типов кобальтово-никелевых месторождений, с широко проявленными арсенидами (смальтином, хлоантитом, сафлоритом и др.), ассоциация Zn, Pb развита обычно также «ущербно». При появлении в месторождениях ассоциации Pb, Bi угнетенно проявляется Zn, Pb.

При тесной связи Cu, Ni, (Co) в высокотемпературных медно-никелевых месторождениях, в средне- и низкотемпературных эти связи нарушаются, намечается даже определенный антагонизм ассоциации Ni, Co с медной, что проявляется, в частности,

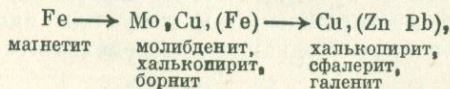
в нехарактерности медного оруденения для большинства месторождений пятиэлементной формации.

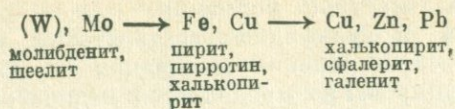
В силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождениях при широком распространении ассоциации Fe, As (арсенопирит, леллингит) редуцированно проявляется медное оруденение. Напротив, для типичных оловянно-медных месторождений Японии ассоциация Fe, As нехарактерна. В вольфрамовых месторождениях широкое распространение молибденита исключает развитие касситерита и, наоборот, для вольфрамово-оловянных месторождений, как подчеркивалось ранее [165], нехарактерен молибденит. Таким образом, ассоциация W, Mo исключает распространение в этом месторождении ассоциации W, Sn. Аналогичные закономерности могут быть отмечены для ассоциаций: Nb, Ta, Вe и Cs, Вe в редкометальных пегматитах, Li, Sn и Sn, W — в грейзенах и др.

3. Сооставляя ряды зональности различных месторождений, можно установить, что отмеченная упорядоченность расположения рудных элементов и их ассоциаций отражает лишь наиболее общую закономерность, справедливую при обобщенном рассмотрении родственных месторождений одного зонального ряда. Сходные по рудоносности месторождения разных рядов обладают различиями в расположении отдельных элементов и их ассоциаций. Так, например, взаимное расположение зон молибденовой и вольфрамовой минерализаций, как мы видели, может быть двояким. В грейзеновых месторождениях (ряд 15) зона молибдена обычно располагается в более центральной части, а вольфрама — на периферии. В вольфрамово-молибденово-медных (ряд 10) скарновых, пропилитовых месторождениях зона концентрации вольфрама, напротив, тяготеет к внутренним частям, а молибдена — к более внешним.

Варьирует и место проявления максимальной концентрации золота и мышьяка по отношению к свинцу и цинку; молибдена по отношению к железу в месторождениях различных рудных формаций. Например, в золоторудных месторождениях так называемой малосульфидной и сульфидной рудных формаций основные концентрации золота связаны с ассоциациями рудных элементов начальных членов зонального ряда (W) → Fe, As, Au → Au, Cu, Zn → (Au), Zn, Pb (золото-мышьяковые месторождения Кочкарьское, Дарасунское и др.), тогда как практически во всех золото-серебряных, золото-теллуридных месторождениях вулканогенных областей (эпитермальных) Au, Ag — характерная ассоциация конечных членов зонального ряда (Mo) → Cu → Zn, Pb, (Au, Ag) → Au, Ag.

Для молибденово-медных порфировых месторождений характерен ряд





Различно также относительное расположение молибдена и золота в медно-порфировых и золото-молибденовых месторождениях. Для первых характерны, как подчеркивалось при описании Кальмакырского месторождения, тесная ассоциация золота с медью и ряд с последовательностью (Fe, W), Mo → Cu, Au, для вторых, широко проявленных, например, в Забайкалье, Mo, Fe, As → Fe, As, Au.

Особенности взаимного расположения максимальных концентраций отдельных элементов, а также группировки элементов, характерные для различных зон, могут быть использованы при диагностике месторождений, определении их принадлежности к различным рядам рудных формаций.

4. Различные варианты связей между ассоциациями рудных элементов как внутри зональных рядов, так и между различными рядами (расходящиеся и сходящиеся линии на рис. 22) отражают широкое развитие в природе явлений дивергенции и конвергенции. В результате проявления дивергенции — «расщепления» связей в ходе развития оруденения — возникает все возрастающее число типов месторождений с различным упорядоченным расположением ассоциации рудных элементов. В значительно большей мере, однако, характерна конвергентность — образование месторождений сходных по ассоциациям главных рудных элементов, возникающих в ходе развития минерализации различных зональных рядов. Так, из рис. 21, 22 отчетливо видна «максимальная» конвергентность свинцово-цинковых месторождений, возникновение которых может быть результатом развития как сидеро-халькофильных, так и лито-халькофильных рядов месторождений.

Конвергентны сурьмяно-ртутные, золото-серебряные, золото-сурьмяные месторождения. В частности, находит графическое отражение возникновение золото-сурьмяных месторождений в результате двух рядов развития, один из которых связан с образованием на более ранних стадиях золото-вольфрамового, а другой — золото-молибденового оруденения. Оба эти случая, как можно установить по особенностям их проявления в различных регионах СССР, обладают и различной промышленной значимостью, большей в случае возникновения в золото-вольфрамовом и меньшей — в золото-молибденовом ряду. Таким образом, изучение зональности не только помогает в ряде случаев определить принадлежность месторождения к тому или иному зональному ряду, но и позволяет предварительно оценить его практическую ценность.

5. В расположении ассоциаций рудных элементов по отношению к центральной свинцово-цинковой зоне может быть намечена некоторая «симметрия». Так, мышьяк и сурьма проявлены в зонах и до и после нее, причем в качестве общей может быть намечена последовательность



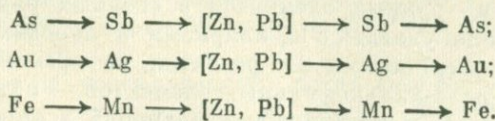
«Симметрия» заключается здесь в том, что в начальных зонах мышьяк начинается появляться раньше сурьмы, а в конечных, как это устанавливается в низкотемпературных месторождениях, сурьмяная минерализация сменяется мышьяковой в более внешних, конечных зонах.

Аналогичная «симметрия» намечается и в особенностях распределения золота и серебра, железа и марганца, характерных как для начальных, так и для конечных членов зональных рядов. Так, золото в ассоциации с арсенопиритом (II зона) проявляется при отсутствии серебра во многих кварцевожильных высоко- и среднетемпературных месторождениях. Повышенные концентрации серебра отмечаются не раньше, чем в третьей зоне — ассоциация минералов серебра с сульфидами меди (медно-серебряные месторождения).

Для низкотемпературных золото-серебряных месторождений типичны противоположные соотношения: золото располагается в ряду зональности после серебра. Напомним, что для этих месторождений характерна смена $\text{Ag} \rightarrow \text{Au}$ или $\text{Zn, Pb, Ag} \rightarrow \text{Ag, Au}$ при переходе от нижних горизонтов к верхним.

В размещении концентраций железа и марганца в зонах III и V—VI наблюдаются аналогичные закономерности. В III зоне, как было отмечено при описании месторождений атасуйского типа, марганцевые минералы (пиролюзит, браунит и др.) располагались выше минералов железа (магнетита); в VI зоне, например во внешних зонах многих близповерхностных месторождений, марганцевый карбонат (родохрозит) обычно тяготеет к более внутренней части зоны, ближе к полиметаллическому оруденению, а окислы и карбонаты железа (гематит, гетит, сидерит) к более внешней.

Отмеченная симметрия в расположении указанных рудных элементов по отношению к ассоциации Zn, Pb может быть отображена следующей записью:



В конечном итоге такое взаимное расположение элементов является естественным результатом их различного сродства друг

с другом: большего сродства с полиметаллами сурьмя по сравнению с мышьяком, серебра по сравнению с золотом.

На особое значение ассоциации Zn-Pb среди геохимических ассоциаций рудных элементов обратил внимание В. И. Васильев [27]. На основании анализа структуры системы химических элементов по порядковым и массовым номерам установлена вероятность существования в природе 112 химических элементов с центральным положением в периодической системе элементов Менделеева бария с атомным номером 56.

Было обращено также внимание на тесную связь бария, цинка и свинца. Для этой столь характерной природной ассоциации, широко проявленной в различных типах месторождений, подчеркнута интересная особенность — совпадение атомного номера бария и «среднего атомного номера» цинка и свинца:

$$\frac{30(\text{Zn}) + 82(\text{Pb})}{2} = 56.$$

Таким образом, изображенная на рис. 22 симметрия в расположении максимумов концентраций отдельных рудных элементов по отношению к цинку и свинцу и расположение последних в средней IV зоне согласуется с «центральным» положением ассоциации Zn, Pb, Ba в периодической системе элементов.

6. Н. Б. Дортман обратила внимание авторов на следующий факт: ряд А — это ряд ассоциаций элементов преимущественно с *d*-строением электронных оболочек (Cr, Pt, Fe, Co, Ni, Cu, Au, Ag, Te), с меньшей индивидуальностью химических свойств элементов, малыми ионными радиусами, высокими плотностями упаковок при образовании минералов. Ряд Б — ассоциации элементов с *sp*- или с *sp*- и *d*-строением электронных орбит (Nb, Ta, Li, Sn, В, As, Sb), с большей химической индивидуальностью, элементами с большими радиусами электронных орбит.

Таким образом, развитие в конечных членах зональных рядов сидерофильных элементов (Au, Ag), а в рядах — литофильных элементов (Sb, As) не случайно, а находится во взаимосвязи с особенностями электронного строения этих элементов.

К вопросу о природе упорядоченного расположения рудных элементов

Расположение рудных элементов в сводных рядах (табл. 6, рис. 21, 22) можно увязать с их кларками в породах различного состава и с особенностями их развития во времени.

Ряд А — сидеро-халькофильных элементов — объединяет элементы, образующие максимумы концентраций в породах ультраосновного — основного состава — фемафилы; ряд Б — элементы с максимальными кларками в щелочных и кислых породах —

фельсифилы. Фемафилы и фельсифилы — характерные элементы начальных членов зональных рядов (I—III зоны), тогда как элементы конечных членов зональных рядов представлены гомофилами: As, Ag, Sb, Ta, Au, Hg.

По широте распространения в породах различного состава главные рудные элементы располагаются в такой последовательности от широко к менее распространенным: в ультраосновных—основных породах Fe—Cr, Ni—Co—V—Cu—Pt; в основных Fe—Ti—V, Cr—Ni—Zn—Cu—Co—Pb—Sn—Mo, W—Pt; в кислых Zr—Zn—Li—Pb, Cu, Nb—Th—Be—Ta—U—Sn—W—Mo; в щелочных Fe—Ti—Zr—Nb—Th—Ta—Be—U.

Сопоставляя приведенные данные с особенностями распределения отдельных элементов в зональных рядах месторождений различных групп, можно отметить некоторые интересные совпадения. Так, для зонального ряда, характерного для месторождений, связанных с кислыми—основными породами, отмечается смена зон от центра к периферии от вольфрамовой к молибденовой, а для месторождений, образующихся в связи с кислыми—ультракислыми породами, последовательность чередования зон обратная, от молибденовой к вольфрамовой. Обращает на себя внимание то, что указанная пара элементов изменяет свое расположение и в рядах кларков элементов. В породах кислого состава вольфрам более распространен, чем молибден, тогда как в породах основного состава, наоборот, молибден преобладает над вольфрамом.

Второй пример. Как отмечалось выше, никелевое оруденение, встречающееся в связи с массивами ультраосновных пород, например в Бушвелде, приурочивается к платиноносному горизонту и располагается в зональном ряду «ниже» железо-титанового оруденения: Cr → Pt, (Ni, Cu) → Ti, Fe. В месторождениях среди вулканогенных пород основного состава, например в Печенге, никелевое оруденение локализуется по сравнению с титаномагнетитовым в более высоких горизонтах диабазов, т. е. проявляется зональность Ti, Fe → Ni, Cu. Интересно, что по относительной распространенности в породах ультраосновного и основного составов титан и никель занимают различное положение: кларк титана в основных породах значительно выше, чем в ультраосновных, кларк никеля, наоборот, в основных породах ничтожно мал по сравнению с его величиной в ультраосновных породах (см. рис. 2).

Устанавливается определенное соответствие между составом и последовательностью расположения рудных элементов в зональных рядах и характером магматических пород, с которыми они связаны.

На примере рассмотренных ранее титаномагнетитовых, колчеданных, «пятиэлементных» и других месторождений можно прийти к выводу о том, что более разнообразное оруденение и более полная дифференциация элементов в зональных рядах

наблюдаются в тех случаях, когда в пределах месторождений проявляется разнообразный по составу магматизм.

Последовательность смены рудных элементов и их ассоциаций в зональных рядах отчетливо коррелируется с последовательностью развития магматических пород различного состава. Ряд А (рис. 21, 22) со сменой $Cr \rightarrow Pt \rightarrow Ti \rightarrow Fe$ и т. д. отражает нормальную гомодромную последовательность развития магматизма: от ультраосновных к основному, среднему, кислым породам. Ряд Б, характеризующийся последовательной сменой $Nb \rightarrow Ta \rightarrow Be \rightarrow Sn \rightarrow W \rightarrow Mo \rightarrow Cu \rightarrow Zn$ и т. д., типичен для случая проявления антидромного развития магматизма: от кислых (в том числе щелочных) к средним и далее к основным породам; например, ряд от аляскинтов к гранодиоритам и поздним дайкам лампрофиров характерен для редкометальных грейзеновых, силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений.

Обращает на себя внимание следующая общая закономерность чередования рудных элементов и их ассоциаций, справедливая для рядов как А, так и Б, проявляющаяся как при гомодромном, так и антидромном развитии магматизма. Последовательность чередования отдельных рудных элементов или их ассоциаций в сводных зональных рядах отражает направленность в изменении их кларков в возрастных рядах пород.

В каждом ряду промышленные концентрации образуют только те элементы, кларки которых закономерно уменьшаются от ранних к поздним породам. Так, при гомодромном развитии по мере изменения состава возникающих пород оказываются в «избыточном» количестве и выделяются в виде самостоятельных рудных концентраций сначала хром, платина, кобальт, никель, теллур, имеющие максимальный кларк в ультраосновных — основных породах, затем ванадий, титан, медь, молибден, цинк, мышьяк, сурьма, образующие максимальные концентрации в основных — средних породах. При антидромном развитии в начальных зонах оказываются элементы, выделяющиеся в «избытке» при переходе от щелочных и ультракислых пород, содержащих их в максимальных количествах, к средним и основным (Zr, Nb, Li, Sn, W, Ta).

Все сказанное подчеркивает взаимосвязь состава руд с составом родственных магматических пород; особенностей зональности рудных тел и месторождений с особенностями распределения пород различного состава в пространстве и направленностью их развития во времени. Проявление единой упорядоченной системы взаимного расположения максимумов концентраций рудных элементов в различных по генезису месторождениях свидетельствует об отражении в зональности наиболее общих геохимических закономерностей распределения рудных элементов в природе.

Пространственные и временные закономерности проявления зональности оруденения

Ниже рассмотрены следующие взаимосвязанные вопросы: особенности зональности оруденения согласных, секущих и контактовых месторождений; общие закономерности проявления и формирования зональности в пространстве; особенности формирования зональности во времени.

Особенности зональности оруденения согласных, секущих и контактовых месторождений

Суммируя приведенное в главе 2 описание зональности оруденения для отдельных групп месторождений, подчеркнем следующие характерные особенности зональности трех выделенных структурно-морфологических типов.

Для согласных месторождений, включающих обширную группу стратиформных месторождений (Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Sb, Hg, редкие и рассеянные элементы), характерны следующие особенности зональности.

1. Рудные тела располагаются в разрезе согласно с залеганием вмещающих осадочных вулканогенных или интрузивных (для случая расслоенных массивов) пород, они обладают пластовой формой с зональностью, наиболее контрастно проявленной вкрест напластования или расслоенности пород.

2. В первичном залегании тела располагались примерно горизонтально и главный вектор зональности был ориентирован по радиусу Земли. Месторождения характерны для приповерхностных, малых и средних глубин. По отношению к поверхности геоида рудные тела могли возникать на различных уровнях: как на склонах глубоководных океанических впадин и желобов, значительно ниже нулевой отметки, так и в высокогорных районах развития вулканизма на высотах до 2 км и более. Однако наиболее характерно образование согласных тел для малых глубин и зоны вблизи поверхности геоида.

3. Зональность согласных залежей, как правило, прямая вертикальная $\left(\begin{array}{c} i \\ k \\ i \end{array} \right)$ (рис. 23, а). Обратная зональность $\left(\begin{array}{c} i \\ k \\ i \end{array} \right)$ (рис. 23, б) и симметричная прямая — обратная $\frac{\uparrow}{\downarrow}$ и $\frac{\downarrow}{\uparrow}$ (рис. 23 в, г) устанавливаются в единичных случаях. Предварительно может быть отмечено, что обратная зональность проявляется при развитии оруденения I—III зон сводного зонального ряда (Cr, Fe, Ti, Cu, Zn) ниже главной рудоносной поверхности, а для оруденения V—VII отчасти IV зоны (Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Hg, As) — выше. Соответственно в медно-никелевых месторождениях чаще могут проявляться случаи рис. 23, в, а в сурьмяно-ртутных,

свинцово-цинковых — случаи рис. 23, *в*. Такие случаи изображены были ранее на рис. 3, 7.

4. Характерно многоярусное расположение рудных тел (рис. 23, *д—з*) в разрезе стратифицированных толщ и расслоенных интрузий. Общий диапазон вертикальной протяженности оруденения может достигать 500, а в ряде случаев (например, магнетитовые слои Буншвелда) и 1000 м. Параллельно располагающиеся рудные тела могут отличаться друг от друга по общей мощности (рис. 23, *д*), соотношению мощностей зон различного состава (рис. 23, *е*) или по соотношению направленности вектора изменчивости минерализации (рис. 23, *ж, з*). Помимо изображенных на рис. 23, *е—з* могут быть отмечены и другие случаи сочетания зональности отдельных рудных тел и рудоносных

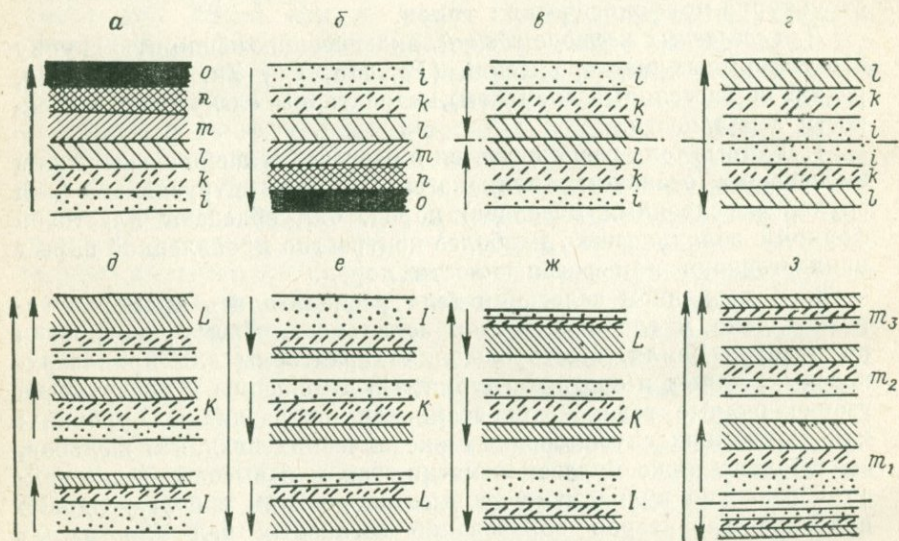
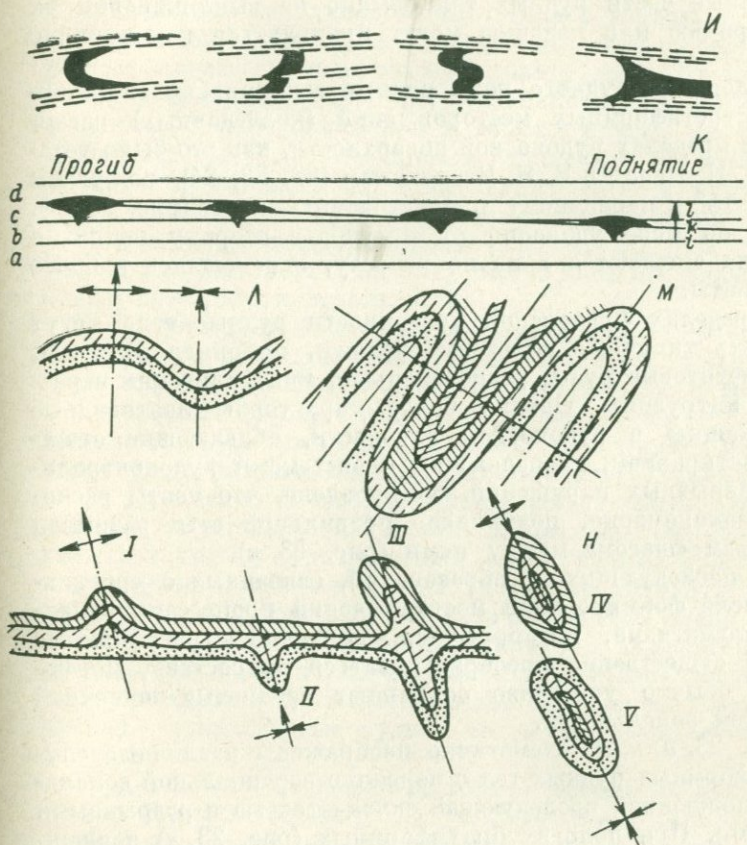


Рис. 23. Основные случаи зональности размещения i, k, l, m, n, o — зоны с различным составом оруденения; $a—г$ — при развитии одного рудоносного пласта; $д—з$ — при много

пачек в целом (свит рудных тел), например: $\downarrow\downarrow, \downarrow\uparrow, \uparrow\uparrow, \uparrow\downarrow, \downarrow\downarrow, \downarrow\downarrow$ и др.

Некоторые из указанных примеров были описаны выше. Для Сарановского месторождения, например, отмечалась зональность $\uparrow\downarrow$, для Атасуйских месторождений $\uparrow\downarrow$ и т. д. Сопоставление зональности отдельных рудных тел в пределах рудоносных пачек различных типов месторождений позволяет отметить, что, как правило, зональность отдельных тел и всей рудоносной пачки

в целом однонаправленная, причем более верхние тела в пачке обычно имеют большую мощность верхних зон с более интенсивно проявленными конечными членами зонального ряда. В этом находит отражение общий геогенетический закон развития, проявляющийся при формировании всех геологических образований [163].



оруденения в согласных месторождениях.
от начальных к конечным членам зонального ряда;
ярусом оруденения; и—л — в метаморфизованных толщах.

Ярким примером его проявления в зональности оруденения служит Ловозерское месторождение с отчетливым подобием упорядоченного расположения редкоземельных элементов как в микро-, так и макроритмах пород.

5. Пластовая морфология тел, согласных с вмещающими породами месторождений, часто осложнена различными «детальями». Так, на примере многих урановых месторождений, в целом типично стратиформных, на выклинивании рудных тел в поперечном сечении устанавливаются своеобразные серповидные

S-образные изгибы рудных тел, «роллы» (рис. 23, *и*), пересекающие напластование пород.

Для стратиформных колчеданных месторождений характерны жилкообразные (килеобразные) рудные залежи, часто прослеживающиеся в подошве рудных тел. Таким образом, при анализе типично стратиформных месторождений следует иметь в виду, что отдельные части рудных тел обычно на выклинивании их по простирацию или падению могут проявляться как типично секущие.

6. В масштабе рудного поля рудные тела многих гидротермальных стратиформных месторождений (колчеданных) располагаются в пределах рудоносной поверхности, как это было установлено А. Н. Кеном и В. И. Васильевым [82, 83, 84], под углом от 5—7 до 15° к первичному напластованию пород (рис. 23, *к*). При этом по мере удаления от прогиба в сторону поднятия рудные тела смещаются вниз по разрезу, перемещаясь в более древние свиты.

7. В пределах рудоносной поверхности рудные тела могут образовывать типичные пластовые залежи, например хромиты, титаномагнетитовые руды, редкоземельная минерализация в расчлененных интрузиях. Однако более характерны лентовидные тела, «лежащие» в рудоносной плоскости, обладающие отчетливым простираем, совпадающим с системами рудоконтролирующих разрывных нарушений. Установлено, что ленты располагаются закономерно, подчиняясь правильной сети разрывов с устойчивым «шагом» между ними (рис. 23, *к*).

В ходе последующих преобразований, связанных с проявившимися после формирования месторождений процессами складчатости, магматизма, метаморфизма, первично стратиформные тела могут существенно преобразовываться по составу, морфологии, но обычно устойчиво сохраняют «реликты» первичной вертикальной зональности.

На рис. 23, *и*, *к*, *н*, схематично изображены различные случаи стратиформных рудных тел с первично вертикальной зональностью, осложненной последующей складчатостью и разрывными нарушениями. При пологих брахиформных (рис. 23, *л*) и сложных изоклинальных (рис. 23, *м*) складках могут создаваться сложные сходящиеся и расходящиеся прямые и обратные центробежные и центростремительные типы зональности, не нарушающие, однако, основного мотива упорядоченного расположения рудных элементов. При возникновении систем разрывов (рис. 23, *н*) часто происходит перераспределение рудного вещества, причем, как следствие такого перераспределения, могут возникать секущие рудные тела с чехольной зональностью сходящегося и расходящегося типов.

Один из основных выводов, вытекающих из проведенного изучения зональности оруденения, сводится к тому, что стратификация оруденения, т. е. закономерное положение его в стра-

тиграфическом разрезе с ориентировкой вектора максимальной изменчивости минерализации вкост залегающих пород, ранее недооценивалась и в действительности распространена значительно шире. Стратификация является характерной особенностью многих различных по составу и генезису типов месторождений.

Проявление зональности этого типа в медных и полиметаллических колчеданных, различных молибденово-вольфрамовых, редкометалльных, мышьяковых (например, типа Мосриф, Такели), свинцово-цинковых (типа (Кургашикана), железо-кобальтовых скарновых (типа Дашкесана) и многих других месторождениях свидетельствует о возможности широкого использования на практике установленных в последние годы и суммированных выше закономерностей распределения оруденения.

Для секущих месторождений (TR, U, Th, Nb, Ta, Li, Be, Sn, W, Mo, Cr, Zn, Pb, Au и Ag) могут быть отмечены следующие общие особенности зональности.

1. Рудные тела имеют разнообразную форму — жильную, трубообразную, воронкообразную, штокверковую, обычно с отчетливо выраженной контрастной горизонтальной и менее четкой вертикальной зональностью. По особенностям горизонтальной зональности, как уже подчеркивалось, выделяются два основных структурных подтипа с центральной и билатеральной симметрией.

2. Для секущих месторождений всегда можно выделить несколько масштабов зональности: зональность отдельных рудных тел (жил, труб и т. д.), месторождений, рудных полей. Наиболее характерные особенности зональности проявляются в масштабе рудного тела и заключаются в закономерной смене оруденения по падению, простирацию, мощности тел. Характерно подобие зональности в различных масштабах: зональное строение отдельных прожилков и гидротермально измененных пород обычно сходно с зональностью рудных тел и сопровождающих их метасоматитов.

Рудные тела, располагающиеся в различных частях рудного поля, обладают сходством в упорядоченном расположении зон в пределах всего месторождения, однако обычно отличаются (в зависимости от особенностей пространственного расположения) по интенсивности проявления минерализации отдельных зон и их мощностей. Выше (гл. 2) на примере Хинганского месторождения были приведены типичные изменения зональности отдельных рудных тел, проявляющиеся на общем фоне подобия зональности.

Зональность отдельного рудного тела как бы в миниатюре повторяет зональность всего месторождения. При этом чем выше в разрезе располагаются рудные тела, тем полнее проявляются в них верхние зоны общего зонального ряда (см. рис. 11).

3. На рис. 24 схематично для условно принятого упорядоченного зонального ряда $i \rightarrow k \rightarrow l \rightarrow m \rightarrow n$ изображены различные

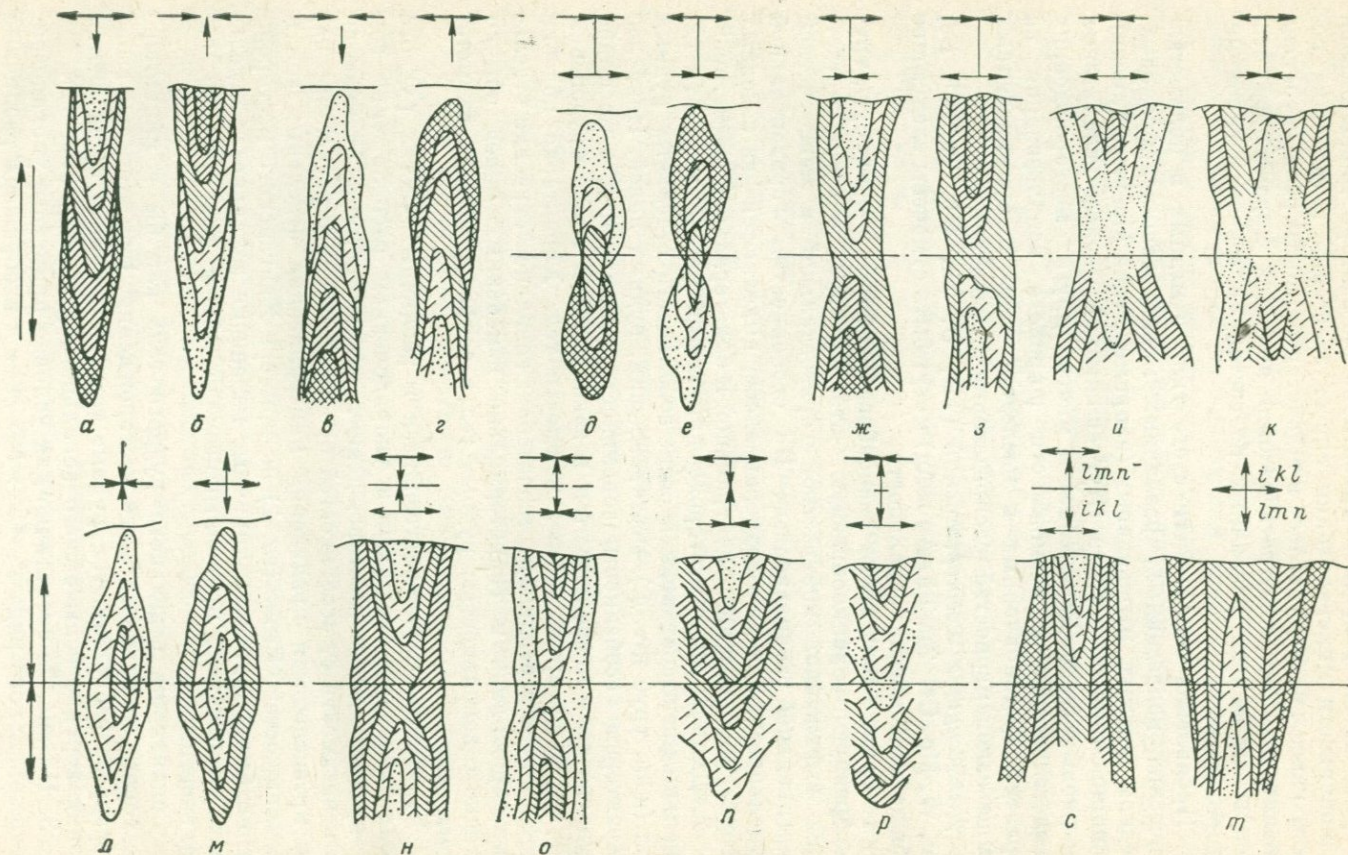


Рис. 24. Основные случаи зонального размещения оруденения в секущих месторождениях.

случаи зонального строения секущих рудных тел и месторождений. На рис. 24, *а—к* приведены случаи с однонаправленной вертикальной и симметричной горизонтальной зональностью, на рис. 24, *л—т* — случаи при проявлении в рудных телах и месторождениях одновременно и прямой, и обратной вертикальной зональности. Наиболее простые и часто встречающиеся случаи изображены на рис. 24, *а—г, л, м*. Более сложные случаи зональности в виде двулистника (рис. 24, *д, е*) или типа песочных часов (рис. 24, *ж—к*) отражают не столько особенность пространственного размещения руд различного состава, сколько общую зональность размещения сопровождающих оруденение магматических и метасоматических пород. Так, зональность околорудных метасоматических пород в виде двулистника изображена, например, в работе Т. Ловеринга и О. Твето (1953 г.) при описании антимонит-ферберитовых рудных тел месторождения Баулдер-Каунти (США). Зональность в виде двулистника с пережимом в центральной части, названной «критической зоной», приведена в работе М. Кодера (1963 г.) при характеристике зональности золото-серебряного с полиметаллами месторождения Банска-Штявница (ЧССР).

Наиболее сложный вариант зональности секущих месторождений представлен на рис. 24, *и, к, с, т*. Здесь пространственно совмещенными оказываются различные случаи сходящейся (центростремительной) и расходящейся (центробежной) горизонтальной зональности (рис. 24, *и, к*), а также прямой и обратной вертикальной (рис. 24, *с, т*).

В частности, к случаю, изображенному на рис. 24, *и*, могут быть отнесены некоторые ультраосновные—щелочные массивы и карбонатиты, для верхних горизонтов которых характерна, как отмечено А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном [48], центростремительная зональность с карбонатитами в центральных зонах, а для нижних — центробежная с поздними карбонатитами на периферии тел ультраосновных—щелочных пород.

Случай, представленный на рис. 24, *с*, почти точно соответствует схеме вертикальной зональности грейзенов, развивающихся вдоль трещин, по А. А. Беусу (1960 г.).

4. При симметричном проявлении горизонтальной зональности вертикальная, как правило, однонаправленна, причем в общем случае, так же как и для согласных месторождений, преобладает прямая вертикальная зональность.

Случаи проявления обратной вертикальной зональности, наиболее характерной для близповерхностных месторождений орогенных вулканогенных областей, заслуживают самостоятельного рассмотрения. Обратная вертикальная зональность характерна, как подчеркивалось выше (гл. 2), для силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождений Боливии, Малого Хингана, Омсукчанского района Северо-Востока СССР, ураново-молибденовых месторождений ряда районов. На примере перечисленных и

других близповерхностных месторождений устанавливается интересная особенность: обратная вертикальная зональность обычно сочетается с расходящейся (центробежной) горизонтальной, а прямая вертикальная — со сходящейся (центростремительной). Далее, расходящаяся обратная зональность ($\leftarrow\downarrow$) характерна для месторождений с полнопроявленной минерализацией начальных членов зонального ряда (в приведенных выше случаях Sn-W, U-Mo), а сходящаяся прямая ($\uparrow\rightarrow$) — для месторождений конечных членов зонального ряда (Au-Ag, Sb-Hg, Hg-As, отчасти Zn-Pb). Например, для сурьмяно-ртутных, золото-серебряных месторождений вулканогенных областей характерно возрастание с глубиной и во внешних зонах сульфидов цинка, свинца, появление на более глубоких горизонтах медного и молибденового оруденения.

В месторождениях средних и умеренных глубин обратная зональность оруденения проявляется значительно реже и характерна для нижней части рудных тел, обладающих чехольной зональностью, причем наиболее типичен случай расходящейся обратной зональности, представленный на рис. 24, м. Примеры чехольной зональности такого строения ранее были детально охарактеризованы в работах И. Н. Кигая и В. Н. Дубровского [85, 73] на примере сульфидно-касситеритовых месторождений Приморья. Чехольная зональность с симметричной сменой оруденения вверх и вниз от контакта гранитных интрузий, в частности проявляющаяся в возрастании количества сульфидов меди, цинка, свинца, отмечалась для многих грейзеновых месторождений [165].

На примере зональности отдельных хорошо изученных сульфидно- и силикатно-касситеритовых месторождений, например Валькумейского, грейзеновых редкометальных штокверковых вольфрамово-молибденовых месторождений Казахстана и ряда других может быть отмечено, что проявление обратной зональности в секущих телах определенным образом связано с их расположением в пределах рудоносного слоя по отношению к осевой рудоносной поверхности, представляющей собой поверхность наиболее интенсивного минералообразования. В общем случае тела, располагающиеся выше этой поверхности, обладают прямой, ниже — обратной, а вблизи поверхности — симметричной чехольной зональностью.

Интересна в этом отношении закономерность, отмеченная для оловянно-вольфрамовых месторождений Китая [41]. На большом статистическом материале здесь установлено (см. гл. 2), что при локализации рудных жил в прогибах среди осадочно-вулканогенных толщ, как правило, проявляется нормальная прямая вертикальная зональность, а при залегании их среди гранитов, обнажающихся на поднятиях, — обратная вертикальная зональность. Если представить, что рудоносная поверхность, примерно параллельная геоду, проходит здесь, так же как и

в Казахстане, где-то вблизи кровли гранитных массивов, то отмеченные особенности зональности жил, располагающихся ниже ее в гранитах и выше среди вмещающих толщ, станут понятными.

Не рассматривая причин отмеченных закономерностей, частично обсуждавшихся ранее, подчеркнем лишь, что особенности проявления обратной вертикальной зональности, установленные для месторождений начальных (Sn, W, U. . .) и конечных членов (Ag, Au, Sb, Hg, As. . .) зонального ряда, аналогичны отмеченным выше для согласных месторождений и являются следствием различного поведения рудных элементов в зоне резкого изменения физико-химических параметров среды рудообразования (рН, Eh) вблизи дневной поверхности и поверхности геоида. Зональность оруденения секущих месторождений всегда проявляется на фоне закономерного изменения метасоматических пород и состава нерудных минералов жильного выполнения. Зональность метасоматических пород позволяет выявить более полно зональность месторождений с учетом особенностей распределения до- и послерудных метасоматитов. Обобщая охарактеризованные в литературе случаи зональности метасоматитов и оруденения [16, 22, 26, 36, 44, 128, 136, 143, 158, 160, 165, 166, 185, 213 и др.], можно прийти к выводу: соотношение минеральных парагенезисов руд и сопровождающих их метасоматитов в целом таково, что позволяет однозначно различать внешние и внутренние над- и подрудные зоны месторождений.

Для горизонтальной зональности метасоматитов секущих тел характерно наиболее полное соответствие минерального состава внутренних зон жильному выполнению рудных тел, сложенных наименьшим числом минералов, обладающих наибольшей независимостью состава от состава вмещающих пород. Внешние зоны по минеральному составу являются промежуточными между вмещающими породами и жильным выполнением, сложены большим числом минералов, сохраняют реликты структур и текстур вмещающих пород.

Для вертикальной зональности метасоматитов характерно, что надрудные зоны представлены, как правило, разнообразными по составу метасоматическими породами, образуют сложные контрастные зональные колонки с широким развитием внутренних зон и относительно «узкими» внешними зонами. В надрудных зонах, как правило, полно представлены поздние минеральные парагенезисы, в том числе и пострудные. В характере границ между зонами, взаимоотношениях разновременных прожилков и отдельных парагенезисов и минералов отчетливо проявляется регрессивный ряд зональности.

Подрудные метасоматиты обладают обычно более простой зональностью с меньшим числом зон, с меньшей контрастностью, относительно большей мощностью внешних зон зональной колонки. Для них типично полное проявление ранних минеральных парагенезисов, прогрессивный ряд зональности, нередко резко

несогласное наложение вдоль поздних трещин поздних минеральных парагенезисов.

Устанавливается, что наиболее полное соответствие в составе внутренних зон метасоматитов и составе парагенезиса нерудных и рудных минералов жильного выполнения характерно только для центральных частей рудных тел. Чем больше несоответствие в составе метасоматитов и парагенезисов жил и прожилков, тем дальше удалены они вверх, вниз или в сторону от центральной части рудного тела. Так, например, во внешних надрудных зонах грейзеновых месторождений встречаются жилы и прожилки с типично грейзеновым парагенезисом минералов (кварц, мусковит, циннвальдит, топаз, турмалин, касситерит, вольфрамит) среди березитов. Для подрудных зон характерно развитие прожилков этого же состава среди фельдшпатолитов.

Для других типов месторождений, описанных в главе 2, для надрудных зон характерны, например, флюоритовые, баритовые, кальцитовые жилы и прожилки среди аргиллизированных пород или кварц-альбитовые, кварц-турмалиновые прожилки среди серицит-хлоритовых метасоматитов; для нижних горизонтов — кварц-сульфидные, карбонатно-сульфидные прожилки, проявляющиеся на фоне полевошпатовых изменений пород. В разных типах месторождений это различие состава метасоматических пород и руд может выражаться по-разному, но в целом отмеченная закономерность все возрастающего несоответствия их составов по мере удаления от центральных частей рудных тел — общая характерная особенность практически всех секущих рудных тел месторождений.

Для группы секущих месторождений в целом характерной особенностью является связь зональности оруденения и метасоматических пород, что может послужить основанием для разработки целого ряда признаков.

Контактные месторождения обладают наиболее сложной зональностью и сочетают в своем строении черты зональности как согласных, так и секущих месторождений. Морфология и зональность отдельных рудных тел и месторождений нередко существенно различаются. Например, рудные тела могут быть представлены жилами, а месторождение в целом иметь форму изометричного в плане штокверка. Соответственно в этом случае в жилах проявляется зональность с билатеральной, а в штокверке — с центральной симметрией. В зоне экзо-эндоконтакта часто возникают месторождения, представленные согласными зонами интенсивно метасоматически измененных гранитов с прожилково-вкрапленным оруденением, и тут же рядом могут находиться типичные секущие жильные тела, которые в одних случаях (рис. 25, а) приурочиваются к эндокинетическим системам трещин, развивающихся в интрузиях, в других — к экзокинетическим трещинам, образующим протяженные параллельные системы, пересекающие и граниты и породы кровли (рис. 25, б).

В целом зональность отдельных тел может подчиняться при этом закономерностям, отмеченным выше как для согласных, так и для секущих месторождений. Ниже отметим некоторые

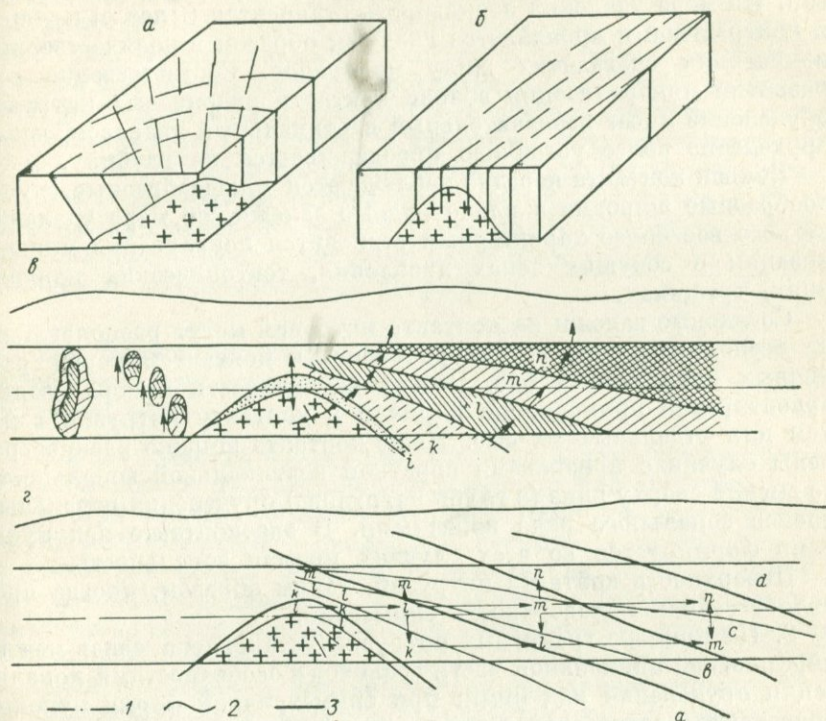


Рис. 25. Схема зонального распределения оруденения в контактовых месторождениях.

a, б — блок-диаграммы, иллюстрирующие приуроченность рудных жил к эндокинетическим (*a*) и экзокинетическим (*б*) трещинам; жилы, штокверки располагаются преимущественно над пологой стороной склона массива;

в — разрез (поперечный и продольный) в плоскости разрывной рудоуправляющей структуры; оруденение локализовано в пределах рудоносного слоя, занимающего определенное положение по отношению к дневной поверхности и поверхности геоида. Границы зон с различной минерализацией изменяют угол наклона от согласных с контактом интрузий к более пологим по мере удаления от них до горизонтальных с вертикальным вектором изменчивости минерализации на периферии. Рудные тела, располагающиеся вблизи осевой поверхности, обладают симметричной чехольной зональностью; залегающие выше — преимущественно прямой, ниже — обратной. Зональность вблизи купола контрастная, выдержанность оруденения незначительная; на удалении зональность неоконтрастная, представлена одной-двумя зонами; оруденение выдержано на глубину.

г — разрез, иллюстрирующий расположение зон с различным оруденением в рудоносном слое по отношению к элементам залегания вмещающих пород; *a, б, в, д* — вмещающие породы от более древних к более молодым; *i, k, l, m, n* — ряд зональности.

1 — поверхность геоида; *2* — дневная поверхность; *3* — граница рудоносного слоя.

характерные особенности зональности контактовых месторождений.

1. Важной поверхностью, определяющей многие особенности зональности, является поверхность контакта интрузий с вмещающими их породами (рис. 25, *в, г*), по отношению к которому

проявляются основные закономерности в смене оруденения. Вблизи контакта зональность максимально отчетливая, контрастная, представленная чередованием резко различных по составу зон. По мере удаления зональность становится менее отчетливой и контрастной и проявляется главным образом в количественных изменениях слагающих жилу минералов. Соответственно при развитии минерализации вблизи контакта рудоносных интрузий оруденение имеет незначительный вертикальный диапазон, вдали оруденение более устойчиво прослеживается на глубину.

Вблизи контакта нередко наблюдаются плащеобразные, куполообразные широкие в плане рудные залежи, по мере удаления от него все более характерным становится локализация минерализации в секущих зонах дробления, тектонических нарушениях, трещинах.

Согласные залежи на контакте интрузий могут располагаться на нескольких этажах, приурочиваясь к контактам пород различных интрузивных фаз. Вектор изменчивости минерализации ориентирован примерно по нормали к контакту интрузий в целом или отдельных их фаз. Ниже контакта широко распространены случаи с признаками обратной вертикальной зональности со сменой сверху вниз (в глубь интрузива) оруденения начальных членов зонального ряда конечными. В экзоконтакте над куполами формируется во всех случаях прямая зональность.

Поверхность контакта интрузий, таким образом, иногда проявляет себя как поверхность симметрии.

2. На примере гранитных интрузий установлена связь между морфологией апикальной части гранитов и особенностями локализации оруденения над ними: при симметричной форме куполов оруденение развивается в виде относительно правильных овальных в плане штокверков и жильных систем с кольцевым расположением зон различной минерализации (см. рис. 9). Над асимметричными куполами возникают асимметричные зоны минерализации, огибающие в виде полумесяцев купола со стороны их пологого склона (см. рис. 14, 15, 18), или концентрические зоны, располагающиеся со сдвигом: более поздняя минерализация закономерно смещается все далее от купола. В ряде случаев, как отмечалось на примере ряда золоторудных месторождений, устанавливается поступательно-возвратное перемещение центров минерализации по отношению к гранитам (см. рис. 12, 13). Над вытянутыми гребневидными выступами гранитов развиваются линейные системы жил с зональностью поперек их простирания.

3. Оруденение различных типов, локализующееся вблизи контактов, не образует правильного свода над интрузией, а развивается в пределах слоя, названного выше рудоносным. Вблизи интрузий проявляется при этом максимальное число зон оруденения, вдали — одна-две.

Границы зон с различной минерализацией в плоскости жил вблизи контакта интрузий располагаются параллельно ему,

а по мере удаления во вмещающие породы все более выполаживаются.

По отношению к элементам залегания вмещающих интрузии осадочных и вулканогенных толщ границы зон с различной минерализацией могут располагаться по-разному. В ряде случаев при существенной разнице в составе пород границы зон с различной минерализацией приурочиваются к их контактам; среди однородных по составу пород более обычно независимое расположение зон по отношению к элементам залегания вмещающих пород. На рис. 25, *г* изображен довольно типичный случай пересечения «рудоносным слоем» пачки пород $a \rightarrow b \rightarrow c \rightarrow d$, огибающей куполовидный выступ гранитов. В этом случае по мере удаления от контакта интрузии будет происходить закономерное смещение оруденения вверх по разрезу.

Общие закономерности проявления и формирования зональности в пространстве

Можно наметить следующие основные и наиболее устойчивые закономерности проявления зональности в пространстве.

1. При анализе зональности практически всех рассмотренных групп месторождений — согласных, секущих, контактовых — отчетливо намечаются отличия в проявлении горизонтальной и вертикальной зональности. В общем случае горизонтальная зональность, как правило, обладает симметрией, в одних случаях концентрически-зональной, в других — билатеральной. Вертикальная зональность асимметричная, однонаправленная.

Принципиальное различие горизонтальной и вертикальной зональности отражает общую особенность всех природных тел — влияние симметрии среды на симметрию формирующихся объемов (закон Кюри). И. И. Шафрановский в качестве общей особенности указал на следующую: «... все окружающие нас природные тела находятся в поле земного тяготения и неминуемо несут на себе следы его влияния. Сказанное относится как к органическому миру, так и к геологическим образованиям» [214, с. 41]. Тела, развивающиеся в вертикальном направлении вдоль вектора гравитации, приобретают симметрию конуса ($L_\infty \infty P$) или одной из его подгрупп ($L_n nP$). Тела, развивающиеся (или перемещающиеся) в горизонтальном направлении, приобретают билатеральную симметрию.

С рассматриваемых позиций различия трех выделенных структурно-морфологических типов месторождений — согласных, секущих и контактовых — закономерны и представляют собой три разных варианта возможной ориентировки природных тел в гравитационном поле. Согласные — это тела, развивающиеся только в плоскости, перпендикулярной к вектору гравитации. Секущие тела центрального типа — это тела, возникающие вдоль

вектора гравитации, а контактовые — вдоль косо ориентированных плоскостей. Можно также заключить, что энергетически наиболее выгодным, требующим наименьших затрат на создание упорядоченного расположения является согласный тип строения и зональность, при которых однотипные вещества (минералы, элементы) располагаются на единой поверхности равных гравитационных значений. Наименее энергетически выгодным, требующим максимальных затрат на формирование зональности является вариант концентрической зональности с центральной симметрией.

Действительно, в относительно спокойных тектонических условиях происходит образование преимущественно согласных тел — осадконакопление, раннегеосинклинальный и платформенный магматизм (траппы и расслоенные интрузии) — и формирование преимущественно согласных стратиформных рудных тел с первично вертикальной зональностью; при максимальных накоплениях в системе энергии — образовании трубок взрыва, взрывных брекчий, интрузий — формирование структур центрального типа. В случае возникновения тел в условиях тангенциальных тектонических движений с существенной ролью горизонтальных составляющих перемещений (сдвиги, надвиги, взбросы, сбросы и т. д.) могут образовываться только тела с билатеральной симметрией зональности (например, с зональностью поперек тектонических нарушений). В стабилизированных блоках земной коры, при вертикальной ориентировке напряжений возникают центральные структуры (купола, кольцевые системы, трубки, воронки, штокверки).

С этими общими положениями хорошо согласуются фактические данные, например особенности морфологии и зональности месторождений в геосинклинальных зонах складчатых областей и в зонах тектонической активизации консолидированных блоков. В первом случае типичны линейные жильные поля золоторудных, молибденовых, вольфрамовых месторождений с разобщенной в плане минерализацией различного типа. Во втором характерны центральные структуры (трубки, купола, конусы) с пространственно совмещенными центрами развития разнотипной минерализации. Наиболее яркий пример — формирование ультраосновных—щелочных массивов и карбонатитов. В промежуточном случае, как было отмечено, например, при рассмотрении зональности молибденово-вольфрамовых месторождений Казахстана (Нура-Талды, Караоба, Акчатау), проявляется и промежуточный вариант: возникновение кольцевых в плане структур штокверков, но с горизонтальным смещением во времени их центров. Проявление в морфологии и строении месторождений билатеральной или центральной симметрии отражает не внутренние конституционные особенности их «структуры», а влияние внешней среды, условия становления данного формационного типа месторождений. Так же как для кристаллов од-

ного и того же вещества одной и той же внутренней структуры в зависимости от внешних условий возможно возникновение кристаллов различного габитуса, пластинчатых и изометричных, игольчатых и таблитчатых, для месторождений и рудных тел проявление билатеральной или центральной симметрии в морфологии и строении есть следствие влияния среды, различных условий становления одного и того же формационного типа.

Наиболее совершенной с позиции упорядоченного расположения элементов, минералов, пород является зональность несогласных тел с центральной симметрией (симметрией конуса). Частным случаем ее с максимально проявленной симметрией является чехольная (футлярообразная) зональность, которая намечается, например, в некоторых сульфидно-касситеритовых месторождениях.

Образование таких высокосимметричных «структур» зональности может быть рассмотрено как проявление общей природной закономерности — стремления к созданию наиболее совершенных симметричных тел с минимумом внутренней энергии. Ряд таких структурно-морфологических типов месторождений, как согласные—контактовые—секущие с билатеральной симметрией—секущие с центральной симметрией, отражает последовательное возрастание совершенства зональности, повышение ее симметрии, уменьшение термодинамической энтропии. В этом также является аналогия с формированием кристаллов, стремящихся к наиболее совершенным формам — изометричным округлым кристаллам с симметрией, приближающейся к симметрии шара, и обладающих минимумом поверхностной энергии.

Формирование зональности — это процесс возрастания организации системы. Так же как и кристаллизация (жидкость → кристалл), этот процесс для однотипных по составу руд происходит при уменьшении внутренней энергии системы и сопровождается поэтому выделением тепла.

Уменьшение внутренней энергии ΔE равно теплу Q , отданному системой, за вычетом произведенной работы по перестройке структуры A . С этих позиций возникновение упорядоченности в расположении парагенезисов, пород, руд, минералов, химических элементов является закономерным следствием развития их на фоне общего понижения температур и регрессивного характера процессов рудообразования. Согласно принципу Ле-Шателье, «всякое внешнее воздействие вызывает в системе такие процессы, которые ослабляют эффект внешнего воздействия». Соответственно развитие рудообразования в условиях понижения температур должно стимулировать процессы, идущие, согласно принципу Ле-Шателье, в сторону отдачи тепла, т. е. процессов кристаллизации и перекристаллизации с возникновением все более упорядоченного расположения химических элементов — возникновением зональности. В обстановке резкой отдачи тепла, например в близповерхностных условиях, могут возникать наиболее

высокоорганизованные месторождения с минимумом внутренней энергии. В этом отношении характерно образование контрастной чехольной зональности в средне- и высокотемпературных вулканогенных месторождениях. Можно отметить, что степень совершенства симметрии зональности является мерилем энергетического состояния системы в момент ее формирования: чем выше приложенная энергия, тем контрастнее и совершеннее зональность.

Это положение интересно сопоставить с данными, приведенными выше при описании колчеданных, молибденово-медных и силикатно-касситеритовых месторождений. Во всех трех случаях в центре рудных тел отмечаются более высокосимметричные минералы, с более упорядоченным распределением элементов: гексагональный молибденит, гексагональный пирротин, касситерит с наиболее правильными симметричными формами кристаллов, тогда как в периферических частях рудных тел появляются соответственно ромбический молибденит, ромбический пирротин, касситерит со сложными дипирамидальными формами.

Таким образом, в этих деталях строения минералов, в изменении их кристаллических структур и морфологии проявляется та же общая закономерность — возникновение максимально упорядоченных структур расположения элементов в минералах, породах, формациях в центральных частях зональных тел.

2. Выделенные по ориентировке векторов зональности по отношению к элементам залегания вмещающих пород и расположению в гравитационном поле Земли три структурно-морфологических типа месторождений — согласные, секущие, контактовые — не имеют однозначной связи с определенными генетическими классами месторождений: собственно магматическими, пегматитовыми, скарновыми и т. п. Отмечая лишь самые общие особенности морфологии и зональности месторождений различных генетических групп, можно указать, что собственно магматические месторождения чаще согласные, с первично вертикальным вектором максимальной изменчивости минерализации; пегматитовые, как правило, секущие, с отчетливой горизонтальной изменчивостью минерализации; скарновые — контактовые; гидротермальные высоко- и среднетемпературные — секущие; низкотемпературные — согласные и т. д.

На примере пегматитов, кварцевых жил с оловянно-вольфрамовой и вольфрамово-молибденовой минерализацией, щелочных метасоматитов с редкоземельной минерализацией можно отметить, что структурный тип зональности закономерно связан с особенностями строения рудовмещающих толщ, массивов, зон метасоматических пород, рудоконтролирующих и рудовмещающих структур.

Зональность руд — это только часть, фрагмент более общей зональности, характерной для геологических тел, представленных в одних случаях расслоенными массивами изверженных пород, в других — ритмичными осадочно-вулканогенными толщами,

в третьих — зональными метасоматическими породами и т. д. Соответствие проявляется в первую очередь в морфологии и зональности руд и рудовмещающих пород. Так, для ультраосновных—основных пород характерны расслоенные интрузии и «стратиформные» рудные залежи; для гранитоидных пород типичны конкордантные интрузии и несогласные рудные тела (жилы, штокверки). Для щелочных пород, как известно, отмечаются противоположные особенности, а именно: для ультраосновных — щелочных пород типичны секущие трубообразные тела, а для щелочных гранитоидов (нефелиновых сиенитов) — согласные, нередко расслоенные интрузии. Соответственно проявляется и противоположная закономерность в размещении и зональности оруденения: в связи с ультраосновными—щелочными породами встречаются трубки рудоносных карбонатитов, а в связи с нефелиновыми сиенитами — пластовые тела в расслоенных интрузиях. В связи с вулканизмом дацит-липаритового состава чаще образуются несогласные рудные тела, приуроченные к центральным структурам вулканических аппаратов; в связи с базальтовым и дифференцированным базальт-липаритовым вулканизмом возникают согласные залежи с зональностью вкрест напластования толщ.

Отмеченные особенности размещения минерализации в месторождениях различных групп дают основание для вывода о тесной взаимосвязи морфологии и внутренней структуры рудовмещающих и рудоносных геологических тел и единстве причин, их обусловивших.

Таким образом, в такой же мере, как состав руд взаимосвязан с составом геологических формаций (магматических, осадочных, метаморфических, метасоматических), морфология и строение, в том числе зональность рудных тел и месторождений, взаимосвязаны с особенностями морфологии, строения и зональностью рудоносных геологических формаций. Зональность рудных тел, составляющая часть зональности рудоносной геологической формации, выражена всегда резче, контрастнее, подчеркивает ее и помогает устанавливать ее особенности.

3. Зональность месторождения отражает суммарную картину, определяемую зональностью отдельных рудных тел. Отдельные тела месторождения, как располагающиеся в горизонтальной плоскости, так и сменяющие друг друга по вертикали, обладают сходной зональностью. Отличия в зональности отдельных рудных тел в пределах рудного поля или месторождения определяются разной полнотой проявления отдельных членов общего зонального ряда, иногда выпадением тех или иных зон или появлением дополнительных, наращивающих зональный ряд новыми звеньями.

Отмеченные отличия в зональности проявляются не беспорядочно, а закономерно, выявляя подобие зональности отдельных рудных тел и месторождения в целом. Это подобие в общем случае

выражается в том, что все тела, смещенные вверх по разрезу, относительно обогащены рудными элементами, минералами, парагенезисами верхних зон рудных тел, в то время как более глубоко залегающие тела при повторении той же последовательности в чередовании зон обогащены элементами, минералами, парагенезисами нижних зон рудных тел.

Однотипность зонального строения жил в пределах рудных полей общеизвестна. Ю. А. Билибин [17] подчеркнул сходство зональности рудных жил, залегающих на разных глубинах. На примере полиметаллических месторождений он показал, что в каждом теле, располагающемся в разрезе кулисообразно, устанавливается однотипная смена оруденения снизу вверх: $Zn \rightarrow Pb$. Он писал: «Картина (зональности месторождений — Д. Р.) значительно осложняется в некоторых случаях кулисообразной сменой на глубину одних рудных тел другими, из которых каждое дает свою зональность отложения» [17, с. 86].

Закономерности в изменении состава рудных тел в зависимости от глубины их залегания были проиллюстрированы ранее на примере Хинганского месторождения. Столбообразные рудные тела этого месторождения, располагающиеся кулисообразно по вертикали, имеют, как мы видели, однотипную зональность со сменой от кварц-касситеритового к кварц-хлорит-сульфидному оруденению. Соответственно и в масштабе всего месторождения в более глубоко расположенных телах полнее проявлены нижние зоны с хлоритово-сульфидной минерализацией.

В согласных месторождениях многократно, до нескольких десятков раз, в разрезе могут повторяться ритмы с однотипной сменой пород и руд, например, хромитовые и редкоземельные месторождения в расслоенных интрузиях и др.

На примере Ловозерского месторождения можно наблюдать, что в различных ритмах люаврит-фойяит при постоянно повторяющемся сходстве в составе оруденения каждого ритма: приуроченность редкоземельных элементов к люавритам, а циркония — к фойяитам — наблюдается и определенное отличие, а именно обогащение верхних ритмов цирконием, а нижних — редкоземельными элементами, т. е. проявляется подобие зональности в разных масштабах ритмичности: в пределах расслоенного плутона в целом и в отдельных его ритмах.

В контактовых месторождениях по вертикали могут закономерно в несколько этажей располагаться сходные по составу и зональности рудные тела. Так, для оловянных месторождений Рудных гор описаны «двойные» купола гранитов («купол в куполе») с минерализацией, локализуемой на контакте как внешнего купола, так и внутреннего. В многофазных лейкократовых гранитах Казахстана, как отмечено С. Д. Дмитриевым, А. И. Захарченко, в нескольких «этажах» на контактах параллельных тел мелкозернистых гранитов развиваются сходные зоны грейзенизации и камерные пегматиты с однотипной зональностью.

Таким образом, в целом может быть сформулирован принцип подобия зональности, увязывающий зональность отдельных рудных тел друг с другом, с одной стороны, и зональность рудных тел и месторождения в целом — с другой.

Широкое проявление изменений минерализации в различных типах месторождений в соответствии с этим принципом позволяет использовать его для практических целей — оценки степени эродированности и предсказаний особенностей состава слепых рудных тел.

4. Ориентировка в пространстве рассмотренных рядов зональности, проявляющихся в рудных телах и месторождениях на фоне закономерной смены пород, зависит от глубины становления рудных тел и месторождений по отношению к дневной поверхности периода рудообразования; от удаленности их от поверхности контакта рудоносных магматических пород; от особенностей расположения по отношению к поверхности геоида. На рис. 26, а схематично изображено взаимное расположение перечисленных поверхностей, определяющих многие особенности пространственной фигуры зональности.

Данные о глубинах становления различных типов месторождений по отношению к дневной поверхности того периода, установленные на основе палеореконокструкций разрезов и прямых наблюдений в районах с сильно расчлененным современным рельефом, многочисленны. Они позволили установить, что образование месторождений происходило примерно до глубин 6—8 км от поверхности: выделяются месторождения малых — до 1,5, средних — 3,5—1,5 и больших глубин — 8—3,5. Степень удаленности оруденения от интрузий в момент формирования нашла отражение в предложенном В. Эммонсом подразделении месторождений на крипто-, акро-, эмбатолитовые и тому подобные группы.

В последние годы на примере хорошо изученных рудных районов установлено, что сходные месторождения в них обычно располагаются на определенных гипсометрических уровнях современного рельефа.

Такие данные получены по железорудным месторождениям Сибири В. В. Богацким [19], для медных, полиметаллических месторождений Средней Азии — И. П. Кушнаревым [102], для оловорудных месторождений Якутии — Б. Л. Флеровым, Я. В. Яковлевым и др. [42, 207], для медных, медно-молибденовых, урановых, ураново-молибденовых месторождений различных районов — Н. П. Лаверовым и др. [44, 103, 104, 130].

Например, для детально изученного района Карамазара выявлены закономерности размещения различных типов позднегерцинского оруденения по отношению к поверхности пенеплена пермского периода. По данным И. П. Кушнарера, уточненным для района Канимансурского месторождения А. М. Баклановым и другими, устанавливается, что золото-серебряное оруденение формировалось здесь на глубинах 100—300, свинцово-цинковое —

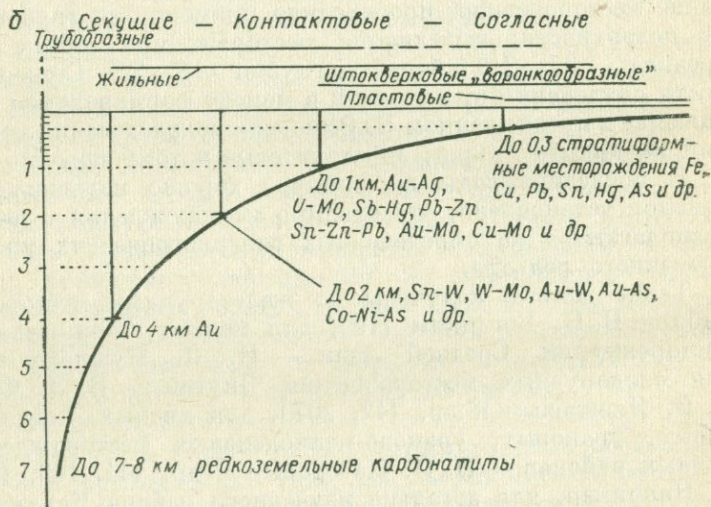
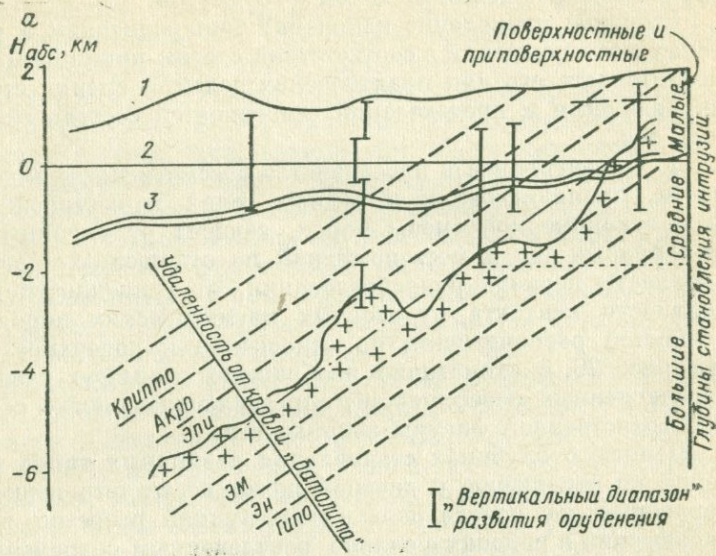


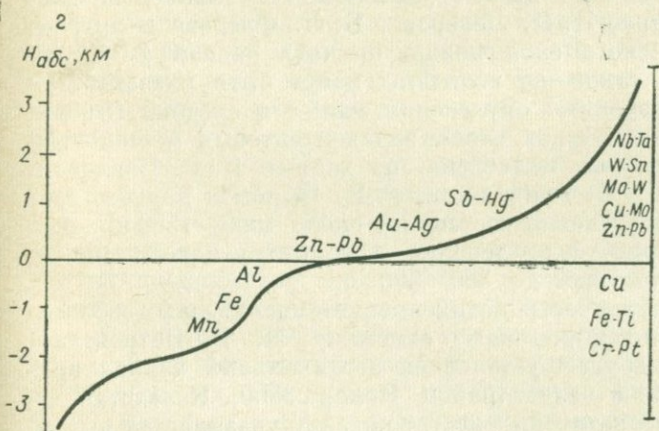
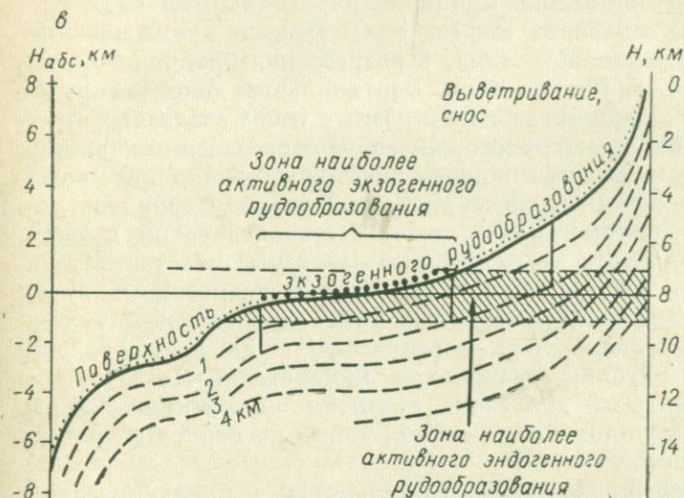
Рис. 26. Основные элементы геологического

а — схема взаимного расположения палеоповерхности (1) и поверхности геоида (2) личных по глубине формирования и удаленности от рудоносных магматических в — вертикальный диапазон распространения оруденения в месторождениях разных в — обобщенный геоморфологический профиль земной поверхности с нанесением на суше выше, а в акваториях ниже поверхности геоида. Зона с отметками ± 1 км выде- г — один из возможных вариантов формирования различных типов руд на разных элементах халькофильной группы характерно для зоны вблизи поверхности геоида и малых ности геоида и малых, средних и больших глубин; сидерофильной группы — для зонь

200—400, медно-висмутовое — более 400 м от поверхности пермского пенеплена. В современном рельефе это соответствует отметкам в интервале 2,5—2,0 км.

Для одного из ураново-молибденовых месторождений восстановлена поверхность пенеплена периода рудообразования и выявлено, что оруденение локализовалось в интервале 500—1200 м.

Для Омсукчанского района Северо-Востока СССР С. Н. Филатовым установлена максимальная приуроченность силикатно



строения, определяющие зональность оруденения.

в период рудообразования и современного эрозийного среза (б) для месторождений, раз-
пород.
генетических и морфологических типов с различными ассоциациями рудных элементов.
зон формирования месторождений на равных глубинах от поверхности, располагающихся
лена как зона наиболее активного экзо- и эндогенного рудообразования.
гипсометрических уровнях. Оруденение свинца, цинка и большинства других
глубин становления оруденения; литофильной группы элементов — для зоны выше поверх-
ности геоида, малых, средних и больших глубин.

касситеритовых месторождений к высотным отметкам от 700 до 1400 с максимумом 900—1000 м.

Эти и другие данные свидетельствуют, во-первых, о том, что руды формируются на достаточно определенных уровнях глубин и, во-вторых, что для многих типов месторождений средних и поздних периодов развития складчатых областей в последующие после оруденения периоды положение этих рудоносных поверхностей по отношению к поверхности геоида существенно не изменялось и они оставались примерно параллельными ей.

Мощность рудоносного «слоя», включающего промышленные месторождения различного типа, в разрезе колеблется от десятков метров до 4—5 и даже 8 км. Вертикальный диапазон оруденения (рис. 26, б) при образовании разных типов согласных стратиформных и пластовых месторождений в расслоенных интрузиях обычно незначителен: порядка 50—100 м, однако при многоярусном расположении оруденения (месторождения хромитов, титаномagnetитов, полиметаллов) может составлять сотни метров. Следует иметь в виду, что первичные согласные пластовые тела этих месторождений с малым вертикальным диапазоном оруденения в период формирования вследствие последующей складчатости могут располагаться вертикально в крыльях складок и уходить на глубины нескольких километров. Поэтому все оценки вертикального диапазона развития оруденения должны производиться с учетом палеореконструкций на период формирования оруденения.

Для областей проявления вулканизма и субвулканических интрузий и связанного с ними оруденения, основываясь на данных В. Н. Котляра, Н. П. Лаверова, Б. Л. Флерова и других, мощность рудоносного слоя можно принять равной 1—1,5 до 2 км. Примерно такие же величины могут быть указаны для связанного с интрузиями оруденения малых и средних глубин. Так, для различных типов экзо-, эндоконтактных месторождений олова, вольфрама, молибдена, по данным И. Г. Павловой, В. Т. Покалова, Д. В. Рундквиста, Г. Н. Щербы и других, диапазон развития оруденения составляет около 1000—1500 при возможной протяженности оруденения в надинтрузивной зоне до 1000 и эндоконтактной до 300—500 м.

Для районов распространения высокотемпературных золоторудных месторождений, как отметили Н. В. Петровская, В. А. Нарсеев и другие, установлен вертикальный размах оруденения до 3,5 км и более (район Колар 3500, Казахстан до 2000 м). Для карбонатитовых месторождений указывается выдержанность оруденения на глубину до 7—8 км.

На основании всех имеющихся данных можно прийти к выводу о том, что чем больше диапазон развития оруденения, тем менее контрастно проявлена в рудах зональность. Соответственно в стратиформных месторождениях, как мы видели, состав руд нередко изменяется на расстоянии 1—2 м по вертикали; в карбонатитах,

кварцево-золоторудных месторождениях, изученных на глубину 1—3 км, состав оруденения меняется незначительно.

Несмотря на многочисленность данных о глубинах формирования месторождений по отношению к дневной поверхности периода рудообразования, о вертикальном размере и протяженности оруденения отдельных тел, в литературе можно найти только единичные указания на абсолютные отметки рельефа того времени или абсолютные значения глубин становления оруденения по отношению к поверхности геоида, что в то же время является, однако, необходимым условием анализа зональности оруденения.

Поверхность геоида, как известно, во всех точках перпендикулярна к направлению силы тяжести и на континентах представляет собой продолжение поверхности океана. Рельеф земной поверхности, как известно, отклоняется от геоида примерно в диапазоне 20 км: от вершин высочайших гор (+9 км в современном рельефе) до глубоководных впадин (—11 км). В. В. Богацкий, А. Н. Кен, В. И. Васильев подчеркнули важное значение поверхности геоида для формирования оруденения [19, 27, 82—84].

В. В. Богацкий, исходя из расчетов высот сводовых поднятий в каледонский и герцинский периоды формирования Саяно-Алтайской области, а также установленного им вертикального диапазона развития скарного магнетитового оруденения до 2,5 км и протяженности надрудной скарно-гидросиликатной зоны до 600 м, пришел к важному выводу о том, что основная часть метасоматического магнетитового оруденения располагается ниже современной эрозионной поверхности [19]. В. И. Васильев отметил, что экзогенное оруденение формируется во всем вертикальном диапазоне перепада рельефа: от кор выветривания на вершинах гор до осадконакопления в океанических впадинах, т. е. в интервале до 20 км по вертикали. А. Н. Кен и В. И. Васильев [83, 84] на примере стратиформных колчеданных, а Э. И. Кутырев [119, 155] для медных и свинцово-цинковых месторождений установили, что развитие оруденения происходит на продолжении поверхности геоида в пределах палеоподнятий и контролируется уровнем грунтовых вод. По отношению к поверхности геоида намечается симметрия в распространении образований различных уровней организации [163].

В пределах континентов поверхность геоида, как отмечает В. И. Васильев, «фиксируется различными физико-химическими, геолого-структурными и вещественными признаками». Поверхность геоида определяет базис эрозии в прибрежных районах и уровень грунтовых вод; в ряде случаев совпадает с зоной инверсии окислительно-восстановительного режима вод и резких изменений их щелочности—кислотности. Поверхность геоида разделяет зону земной коры, находящуюся в условиях сжатия с преобладающими процессами пластических деформаций, кристалло-

химических преобразований, метасоматизма и рудоизвлечения, и зону растяжения, где преобладают процессы механического разрушения, формирования высокопроницаемых разрывов и рудоотложения. Путем сопоставления данных о положении палеоповерхности и глубин становления интрузий В. И. Васильев пришел к выводу о том, что апикальные части многих рудоносных гранитов типа акчатауских в Казахстане располагались в период рудообразования вблизи поверхности геоида.

Необходимо обратить внимание также на следующие закономерности, косвенно подтверждающие важность анализа зональности оруденения по отношению к поверхности геоида.

Во-первых, подчеркнем отмеченную выше особенность зональности различных типов месторождений в истории геологического развития. Для стратиформных месторождений геосинклинальных областей, как экзогенных, так и эндогенных, формирующихся на демиссионной стадии развития, на фоне последовательного прогибания земной коры, характерно наращивание зональности снизу вверх. При этом однотипные минеральные образования как бы последовательно перемещаются снизу вверх по разрезу «навстречу» прогибанию пород. Для месторождений орогенных стадий развития, возникающих при общей тенденции воздымания земной коры (перемещении пород вверх по отношению к геоиду), все более поздние образования смещаются обычно вниз по разрезу. Сошлемся в качестве примера на хорошо изученное месторождение Клаймакс, где три сферические зоны с однотипно меняющимся оруденением: $Mo \rightarrow W$ — располагаются одна под другой, причем поздние под ранними. Подобные соотношения — смещение вниз более поздней минерализации с наложением ее на более раннюю — характерны для большинства месторождений орогенных периодов развития.

В целом эти данные соответствуют представлению о рудообразовании преимущественно вблизи поверхности геоида, по отношению к которой перемещается блок земной коры в первом случае вниз и соответственно зона рудообразования смещается вверх по разрезу, во втором случае, напротив, происходит перемещение блока вверх и смещение зоны рудообразования вниз.

Во-вторых, обратим внимание на характернейшую особенность развития оруденения — постоянно устанавливающееся «стремление» оруденения к близгоризонтальному расположению. В одних случаях это стремление находит отражение в морфологии и выражается в образовании пластообразных стратиформных тел или пологих залежей под экранами пород, в других — для секущих, контактовых месторождений — выражается в «растекании» минерализации от рудоподводящих каналов вдоль поверхностей напластования, пологих контактов интрузий. Это же закономерное стремление к горизонтальному размещению оруденения можно увидеть и в особенностях распределения рудных жил, локализующихся системами вдоль близгоризонтальных

поверхностей, в «слоевом» расположении оруденения в штокверках, в ряде случаев в приуроченности рудных столбов и лент в пределах жильных тел к параллельным поверхностям. Такие случаи выше отмечались при характеристике золото-серебряных, медно-молибденовых, ураново-молибденовых, медно-никелевых месторождений.

При изображении отмеченных закономерностей в наиболее общем виде поверхности равных глубин могут иметь вид гипсографических кривых, отражающих зависимость между высотными отметками рельефа и частотой их встречаемости на поверхности Земли. Область наиболее активного рудообразования — зона максимальной изменчивости физико-химических параметров в рудообразующей системе вблизи поверхности геоида — на рис. 26, *в* заштрихована. При этом, как видно из рис. 26, *в*, в пределах «рудоносного слоя» формирование оруденения может происходить в интервале от дневной поверхности шельфовых и прибрежных зон до глубин нескольких километров в горных системах континентов.

На схеме, изображенной на рис. 26, *г*, с поверхностью геоида совмещена центральная (IV) зона со свинцово-цинковым оруденением, по отношению к которому вверх и вниз располагаются в определенной последовательности ассоциации других элементов (вверх — элементы лито-халькофильного ряда, вниз — сидеро-халькофильного). Представленная на схеме (рис. 26, *г*) зональность оруденения в разрезе земной коры в целом близка к схеме зонального размещения оруденения по Е. Садецки-Кардошу, П. Ф. Иванкину и др. [102, рис. 2; 6, рис. 1, с. 152].

Помимо отмеченной выше симметричности размещения различных типов оруденения по отношению к цинково-свинцово-баритовой зоне основанием для совмещения зоны полиметаллического оруденения с поверхностью геоида служат и приведенные выше данные по особенностям зональности колчеданных и низкотемпературных стратиформных свинцово-цинковых месторождений, заимствованные из работ А. Н. Кена, В. И. Васильева, Э. И. Кутырева.

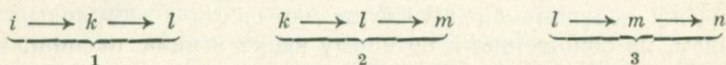
Особенности развития зональности во времени

Анализ имеющихся данных приводит к выводу о том, что последовательность развития минерализации во времени, образование максимумов концентрации рудных элементов менее устойчивы, чем закономерности пространственного распределения оруденения. Закономерное упорядоченное взаимное расположение рудных элементов в целом сохраняется для случаев как прогрессивного, так и регрессивного и прогрессивно-регрессивного процессов развития минерализации.

Можно прийти к выводу о том, что закономерное упорядоченное расположение — одна из главных особенностей природ-

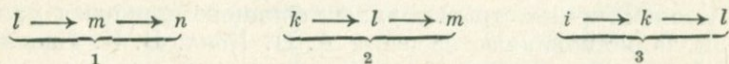
ных процессов, а достижение этой упорядоченности может быть результатом различных по направленности и по времени процессов. Наиболее характерно при этом, как мы видели выше, формирование зональности в ходе регрессивного процесса с последовательностью проявления во времени от высокотемпературной минерализации начальных членов ряда к низкотемпературной конечных, т. е. $i \rightarrow k \rightarrow l \rightarrow m \rightarrow n$. Регрессивная направленность проявляется в большинстве месторождений в смене окислов (Cr, Fe, Ti, Zr, Sn, Nb, Ta, U, Th), силикатов (TR, Li, Be) и вольфраматов сульфидами и сульфосолями (Fe, Mo, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Sb, Hg), а также сульфатами и карбонатами.

При регрессивном процессе на периферии основных рудных тел с высокотемпературной минерализацией нередко наблюдаются самостоятельные рудные тела с более низкотемпературной сульфидной минерализацией. Характерна однонаправленность развития процессов минералообразования для различных этапов и стадий. Каждый последующий этап и стадия минерализации дополняют предыдущий новыми, более «продвинутыми» членами зонального ряда, т. е.



Этапы или стадии минерализации

Более сложные случаи характерны для ряда оловянно-вольфрамовых и вольфрамово-молибденовых скарновых, некоторых медно-молибденовых «порфировых», а также золоторудных «малосульфидных» месторождений (см. зональность Нежданнинского, Кумакского золоторудных месторождений, Дастакертского медно-молибденового и др.). В этих месторождениях можно наметить прогрессивную последовательность развития минерализации в масштабе отдельных этапов (стадий?) при регрессивной направленности в ходе отдельных стадий, т. е.



Этапы или стадии минерализации

Для многих месторождений V группы, в частности редкометалльных апогранитов, некоторых грейзеновых типа минерализованных куполов гранитов, прогрессивная направленность в ходе рудообразования проявляется максимально отчетливо. В этих месторождениях на поздних стадиях развития после формирования более ранних молибденовых штокверков и образования более поздних грейзенов с вольфрамовым и оловянным оруденением формируются комплексные (Sn, W, Be, Li; Nb, Ta, Be, Li) руды в апикальных частях гранитных интрузий. Граниты в местах локализации поздней минерализации несут следы интенсивного высокотемпературного щелочного метасоматизма (зоны фельдшпатизации) и даже частичного вторичного переплавления. Для

этих месторождений характерно проявление внутрирудного гранитоидного магматизма (даек аплитов, пегматитов, гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров), обособливающего раннюю молибденовую и позднюю редкометалльную стадии их формирования.

Прогрессивный и регрессивный ряды развития оруденения в месторождениях отчетливо коррелируются с особенностями проявления магматизма и последовательностью формирования различных типов месторождений в районе. Так, установление зональности прогрессивного ряда для грейзеновых месторождений, как выше подчеркивалось, является указанием на возможность обнаружения в районе самостоятельных месторождений редкометалльных апогранитов. Напротив, установление регрессивной направленности в процессе формирования оруденения свидетельствует о перспективности района на выявление силикатно- и сульфидно-касситеритовых месторождений.

Все сказанное относится к собственно рудному процессу. Если принимать во внимание метасоматические породы, то процесс формирования месторождений может быть рассмотрен первоначально как прогрессивный (при образовании дорудных метасоматитов), а затем как регрессивный.

Один из наиболее важных выводов, касающийся роли фактора времени при формировании зональности, заключается в том, что вне зависимости от сложного соотношения прогрессивно-регрессивной направленности процесса проявляется общее стремление к созданию наиболее упорядоченного расположения рудных элементов, укладываемых в намеченные выше ряды зональности.

Длительность процессов минералообразования в пределах отдельных месторождений и, как следствие этого, формирования рассмотренных типов зональности может быть очень различной: от первых миллионов до сотен миллионов лет. Определения абсолютного возраста слюд, калиевых полевых шпатов из метасоматически измененных пород, сопровождающих различные стадии формирования месторождений, а также непосредственно из рудных зон позволяют заключить, что минеральные парагенезисы, занимающие определенное место в упорядоченных рядах руд и пород месторождений, оказываются нередко разобращенными интервалами времени огромной продолжительности. Так, минерализация Корнуолла, определившая зональность месторождений, формировалась, как отмечалось выше, в интервале 290—60 [241], молибденово-вольфрамовое оруденение Джидинского месторождения — 140—120 [56], интервал формирования оруденения Питкярантского месторождения определяется 2600—1600 млн. лет [153], развитие оруденения в карбонатитах происходит также в интервале до многих сотен миллионов лет.

Подобные факты устанавливаются для многих месторождений. При этом интересна проявляющаяся во всех случаях «преемственность» в развитии и размещении разновременной минерализации. Так, в Корнуолле, несмотря на формирование пятиэле-

ментной минерализации с перерывом более чем 100 млн. лет после становления вольфрамово-оловянного оруденения в экзо-, эндоконтактах гранитных массивов, минерализация арсенидов кобальта и никеля, урана локализуется тем не менее закономерно, «наращивая» внешние зоны вольфрамово-оловянного оруденения.

В Приладожье, несмотря на совмещение в пределах месторождений резко разновременных типов оруденения, устанавливается расположение рудных элементов в соответствии с наметченными рядами, например $\text{Sn} \rightarrow \text{W}$, $\text{Sn} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn}$, Pb , $\text{Fe} \rightarrow \text{Cu} \rightarrow \text{Zn}$, Pb .

В карбонатах железо-титановая, редкоземельная и редкометальная минерализация развиваются с «паузами» 100 млн. лет и более, тем не менее ряд зональности (Ti), $\text{Fe} \rightarrow \text{Zr}$, $\text{Ti} \rightarrow \text{TR}$ сохраняется. Возникновение закономерного упорядоченного расположения максимумов концентрации рудных элементов, несмотря на совмещение в месторождениях минерализации резко разновременных стадий, этапов и даже эпох рудообразования, — характерная особенность зональности эндогенных месторождений.

Помимо случаев совмещения в одном месторождении минерализации разных эпох, этапов и стадий характерен и другой случай — преобразование ранее возникшей минерализации под влиянием позднее проявившихся процессов магматизма и последующих тектонических движений. Во всех случаях это приводит, как мы видели выше, к изменению формы тел, к образованию вместо горизонтальных стратиформных залежей сложно складчатых нередко будинированных рудных тел, к преобразованию минерального состава, например проявлению процессов скарнирования в первично телетермальных свинцово-цинковых месторождениях и т. п. Однако, на фоне этих существенных преобразований морфологии рудных тел и минерального состава нерудных и рудных минералов, устойчиво сохраняются многие первичные особенности зональности оруденения. Так, в метаморфизованных стратиформных залежах сохраняется ориентировка вектора максимальной изменчивости минерализации по нормали к напластованию пород.

Все случаи, описанные к настоящему времени, свидетельствуют, что при преобразовании ранее возникших руд в ходе последующей геологической истории претерпевают изменения форма, минеральный состав и в последнюю очередь зональность — взаимное упорядоченное расположение рудных элементов.

Устойчиво сохраняющиеся закономерности размещения минерализации в месторождениях различных типов свидетельствуют о том, что зональность — одна из основных характеристик, отражающих общие закономерности формирования и размещения оруденения.

Зональность, как и структурные характеристики геологических образований более низких иерархических уровней — пород, минералов, характеризуется наибольшей «консервативностью».

В этой связи уместно привести такое высказывание Е. С. Федорова: «Для определения породы важнейшими моментами являются структура и минеральный состав, и притом из этих двух моментов первый является наиболее важным. . .» [203].

О взаимосвязи месторождений различных формационных типов, выявляемой при изучении зональности

Понятие изоморфизм, используемое в минералогии для обозначения постепенных переходов между минералами различного состава, но одинаковой структуры было в последние годы [146] расширено и применено для обозначения взаимных переходов месторождений, формирующихся в близкой геологической обстановке, отличающихся по составу, но сходных по структуре (зональности). В связи с тем, что разнообразие структурных типов геологических и рудных формаций меньше, чем минералов, изоморфизм на уровне формаций распространен значительно шире, чем на уровне минералов.

По особенностям зональности можно наметить два типа родства, определяемые в одном случае сходством вещественного состава при различии структуры, в другом однотипностью структуры при разном составе. Примером родства первого типа являются месторождения, близкие по составу руд, но различные по структуре (зональности). Это своего рода «полиморфные» разности месторождений. Таковы, например, согласные стратиформные и секущие жильные медно-никелевые месторождения, стратиформные полиметаллические, секущие жильные полиметаллические и некоторые другие. Такие родственные месторождения часто представляют собой различные стадии перерождения первичных концентраций в ходе последующего метаморфизма под влиянием внедрения интрузии или тектонических движений.

Наиболее характерны переходы стратиформных пластовых месторождений к неправильным секущим и контактовым скарновым. В качестве примера такого ряда можно привести месторождения

Стратиформные	→	Контактовые скарновые
Fe		Fe, (Co)
тип Ланд-дилл		тип Дашкесан
Fe, Mn	→	Fe, Mn, Zn, Pb
тип Атасу		тип Франклин-Фернс
Zn, Pb	→	Zn, Pb
в карбонатных породах тип Миргалимсай и др.		тип Кургашикан

Примером родственных месторождений второго типа, сходных по структуре (зональность), но отличающихся по составу, являются месторождения железо-титановые, титано-ванадиевые, железо-титано-медные, образующие постепенные переходы и обла-

дающие однотипной зональностью с главным вектором изменчивости минерализации, ориентированным вкрест расслоенности габбро-амфиболитов.

Не менее характерный «изоморфный» ряд образуют стратиформные колчеданные серно-медные—полиметаллические — золото-серебряные месторождения. Можно проследить также все постепенные переходы от контактовых грейзеновых месторождений к силикатно- и сульфидно-касситеритовым, далее к типичным жильным полиметаллическим и даже сурьмянорудным.

Перечисленные и подобные им случаи нашли отражение в зональных рядах, представленных в табл. 6 и на рис. 21. Для двух наиболее характерных и полно выраженных зональных рядов, определяющих родство большого числа месторождений, на рис. 21 показаны варианты проявления зональности оруденения в пределах отдельных месторождений.

В рассмотренных примерах родственные месторождения как бы дополняют друг друга по минеральному составу и позволяют восстановить полные (от начальных до конечных членов) ряды зональности. Такие месторождения, дополняющие друг друга по зональности, образуют латеральные, возрастные или эволюционные ряды рудных формаций. Наиболее характерный случай — проявление в таких месторождениях с различной полнотой сходных этапов и стадий минерализации единого направления процесса рудообразования.

Наряду с изоморфными рудными формациями, зональность которых дополняет друг друга, широко проявлен также другой случай — с заменой одной ассоциации рудных элементов в зональном ряду другой родственной. В таком родстве находятся, например, молибденово-вольфрамовые и вольфрамово-оловянные грейзеновые месторождения, некоторые сульфидно-касситеритовые и золото-полиметаллические, различающиеся ранними членами зонального ряда и имеющие сходные конечные. Например, и те и другие могут иметь сходные зоны $Fe, As \rightarrow Zn, Pb$ при разных начальных.

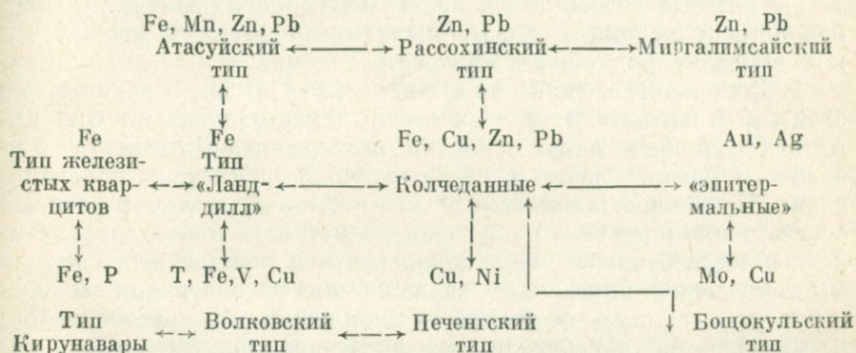
Такие образования с заменой состава одной из зон представляют собой месторождения-аналоги, занимающие сходное положение в различных по составу или направленности эволюционных рядах магматизма и оруденения. Они нередко заменяют друг друга, и появление одного типа исключает, как правило, вероятность проявления в этой же зоне его аналогов. Например, как отмечено М. И. Ицкисоном, широкое распространение медно-молибденовых месторождений исключает развитие в этой же зоне сульфидно-касситеритовых.

Интересно обратить внимание также на следующую особенность: редуцированно проявленные начальные члены зонального ряда выявляют важные филогенетические особенности месторождений, имеющие в ряде случаев важное прикладное значение. Так, например, как было показано в главе 2, золото-сурьмяные

месторождения возникают как конечные члены двух различных эволюционных рядов рудных формаций. Один из этих рядов начинается с золото-вольфрамовых месторождений и приводит обычно к возникновению богатых золото-сурьмяных руд, другой — с золото-молибденовых и завершается также золото-сурьмяными, но меньшими по масштабу.

Особый интерес представляет с этих позиций изучение зональности месторождений средних и конечных членов зонального ряда Zn, Pb; Sb, Hg; Au, Ag, максимально конвергентных, возникающих в итоге развития различных эволюционных рядов. Установление по особенностям зональности их родословной может оказать существенную помощь при металлогеническом анализе.

Сложную взаимосвязь месторождений, наличие между ними переходных разновидностей можно проиллюстрировать на приводимой ниже схеме, объединяющей месторождения, резко различные по генетическим типам, но родственные по зональности (с направлением все возрастающим изменением состава руд, структуры зональности и геологических условий залегания):



Таким образом, изучение зональности оруденения месторождений позволяет выявить ранее мало привлекавшие внимание естественные природные связи месторождений, увидеть общность и родственность месторождений различных генетических типов: магматических и гидротермальных, скарновых и вулканогенно-осадочных и других, наметить изоморфные переходы между месторождениями, одни из которых взаимосвязаны с латеральными рядами геологических формаций, другие отражают естественную эволюцию рудообразования во времени.

Дальнейшее изучение зональности открывает большие возможности для разработки проблемы регенерации и перерождения месторождений в истории геологического развития, выделения и рациональной классификации рудных формаций и др. От разработки этих важных научных проблем зависит решение целого ряда чисто практических вопросов совершенствования методов поисков и разведки месторождений.

Из анализа особенностей пространственного размещения рудной минерализации в эндогенных месторождениях разных типов вытекает ряд общих выводов.

1. Зональность, как было показано выше, — характерное свойство практически всех эндогенных месторождений. Она выявляет основные черты строения месторождений, главные особенности распределения в них различной по составу минерализации. Зональность является не менее важной, чем вещественный состав, характеристикой, определяющей тип месторождения. Выдержанность основных черт зональности в родственных группах месторождений определяет возможность рассмотрения ее как структуры рудных формаций — упорядоченного расположения в пространстве образующих их парагенезисов, минералов, химических элементов.

2. Зональность оруденения следует рассматривать как фрагмент зональности более крупных природных образований — осадочно-вулканогенных, интрузивных, метаморфических и гидротермально-метасоматических формаций. Зональность оруденения проявляется на фоне ритмичного и направленного изменения состава пород в разрезе и в плане.

3. В зональности рудной минерализации проявляются многие общие закономерности формирования месторождений. Важное значение имеет анализ симметрии зональности, определяемой по особенностям пространственного размещения различных типов оруденения. Отмеченная во многих случаях однонаправленность проявления зональности по вертикали рудных тел и симметричность (P , L) ее по горизонтали, согласующаяся с особенностями строения всех природных тел в гравитационном поле Земли [214], дает возможность реконструировать многие особенности залегания рудных тел в период их формирования [83, 84].

4. В закономерном размещении рудной минерализации в пределах рудных тел, месторождений, рудных полей обычно проявляется принцип подобия — сохранения основных черт зональности вне зависимости от масштаба геологических образований. Разномасштабность проявления зональности находит отражение в каждом рудном теле. При сохранении общего упорядоченного ряда, структурно-геометрического типа и временной характеристики зональности различные рудные тела в зависимости от их расположения в пределах месторождения или рудного поля различаются полнотой проявления отдельных зон, соотношением мощностей зон и интенсивностью проявления разных типов минерализации.

5. Наиболее устойчиво сохраняется в родственных месторождениях ряд зональности, отражающий основную закономерность упорядоченного размещения максимумов концентраций рудных элементов в пространстве. Последовательность чередования рудных элементов в рядах зональности отчетливо зависит от ассоциаций рудных элементов, характерных для данного типа месторождений, и геологических условий их формирования. Соответственно закономерные изменения в очередности расположения рудных элементов в рядах зональности ($W \rightarrow Mo$ или $Mo \rightarrow W$; $Au \rightarrow W$ или $W \rightarrow Au$ и др.) обычно свидетельствуют о принадлежности месторождений к различным формационным типам.

6. Ориентировка вектора максимальной изменчивости минерализации в зональных телах отражает многие особенности их генезиса и позволяет установить главнейшие рудоконтролирующие факторы. Вектор максимальной изменчивости минерализации ориентирован вкост напластования рудоконтролирующих литологических горизонтов пород, контактов рудоносных интрузий, даек, зон рудоподводящих разломов и т. д.

7. По ориентировке векторов максимальной изменчивости концентраций и в целом по структурно-геометрическим характеристикам зональности наиболее резко различаются два типа месторождений: согласные (стратиформные) с вертикальной ориентировкой вектора вкост первичного напластования осадочно-вулканогенных пород или расслоенности интрузий и несогласные (секущие) с главным вектором, ориентированным в субгоризонтальном направлении, с билатеральной или центральной симметрией зональности в горизонтальном срезе рудных тел. Выделяется также промежуточный по особенностям зональности тип месторождений, возникающий вдоль косоориентированных по отношению к вектору гравитации рудоконтролирующих плоскостей — «контактные» месторождения.

8. Зональность рудных тел и месторождений выявляет сложные закономерности формирования минерализации во времени. Характерно сочетание в пределах месторождений прогрессивной и регрессивной зональности при преобладании в целом регрессивной. На ряде наиболее хорошо изученных месторождений

редкометалльных, золоторудных (некоторых медно-никелевых), формирующихся длительно, намечается «инверсия» зональности во времени: прямая зональность сменяется обратной, обратная — прямой, расходящаяся — сходящейся и т. д. В итоге в таких случаях может наблюдаться сложная картина с совмещенными разновозрастными структурно-геометрическими типами зональности.

Разделение сложной суммарной картины зональности на составляющие ее «элементарные» части с выделением наиболее простых закономерных связей между рудными элементами, минералами и парагенезисами представляет собой одну из основных задач в ходе исследования зональности месторождений.

Учитывая все вышесказанное, можно рекомендовать следующую последовательность анализа данных при изучении зональности:

1. Четкое разграничение зональности различных масштабов и порядков (например, в объеме всего расслоенного интрузива, его отдельных ритмов, слоев или в пределах всего жильного поля, свиты жил, отдельных жил и т. д.).

2. Установление соотношений между промышленными контурами рудных тел и естественными границами распространения зон различного минерального состава.

3. Определение по особенностям зональности симметрии в размещении и строении рудных тел, установление в тех случаях, где это возможно, плоскостей, осей симметрии, центра инверсии.

4. Установление зонального ряда — устойчивой последовательности чередования максимумов концентраций рудных элементов по наиболее характерным направлениям: мощности, простиранию, падению и склонению рудных тел.

5. Определение и анализ ориентировки вектора максимальной изменчивости минерализации по отношению к элементам залегания вмещающих пород, контактам интрузий, разломам и т. д. с установлением наиболее закономерных связей.

6. Определение структурно-геометрического типа зональности (прямой, обратной, сходящейся, расходящейся) с целью разработки пространственной модели зональности отдельных рудных тел и месторождения в целом.

7. Выявление на основе взаимоотношения различных минералов и минеральных парагенезисов друг с другом последовательности развития минерализации и установление на основе этого временной характеристики зональности (регрессивной, прогрессивной) и динамики ее формирования во времени.

8. Рассмотрение закономерностей зонального строения месторождений с учетом палеореконструкций с восстановлением особенностей размещения месторождений по отношению к поверхности геоида, палеорельефу, контактам интрузий, рудоподводящим разломам, залеганию пород в период формирования оруденения.

Устойчивость основных характеристик зональности — рядов

зональности, их пространственной ориентировки и временной последовательности развития — позволяет широко использовать ее при решении различных прикладных геологических задач, в частности:

а) при выяснении особенностей генезиса месторождений, уточнении их формационного типа и (на основе этого) оценки степени перспективности, возможных масштабов оруденения, качества руд, элементов-примесей и т. д.;

б) при выделении главных рудоконтролирующих факторов (толщ, горизонтов, разломов, контактов интрузий и т. д.), по отношению к которым происходит закономерное изменение минерализации и, как следствие этого, определение направления дальнейших геологоразведочных работ по прослеживанию рудоконтролирующих структур, ориентировки профилей горных выработок и скважин;

в) при оценке по степени изменчивости минерализации вероятных параметров рудных зон — протяженности их по простиранию, падению — и на основании этого выбор необходимой густоты разведочных выработок и рациональной глубины разведки;

г) при поисках еще не выявленных, но вероятных по установленной зональности, новых рудных тел в пределах месторождения или рудного поля;

д) при определении перспектив оруденения на глубоких горизонтах и на флангах по особенностям строения изученных тел и расположению элементов симметрии зональности по отношению к поверхности современного эрозионного среза и по контурам рудных тел, выявленных разведочными выработками;

е) при решении многих общегеологических задач — установлении связи оруденения с интрузиями, выяснении особенностей залегания рудовмещающих пород в период рудообразования, степени метаморфизма и преобразования пород и руд, первичного диапазона развития оруденения по вертикали и др.

Определение возрастных характеристик зональности — последовательности развития различных типов оруденения, закономерно располагающихся в пространстве, в связи с сохраняющейся обычно общностью направленности развития оруденения в разных масштабах времени (в ходе последовательной кристаллизации минералов, проявлений стадий и этапов минерализации) — позволяет использовать зональность месторождений при широких металлогенических построениях, оценке перспектив рудных зон, выявлении рядов рудных формаций и разработке основ их научного прогнозирования.

Таким образом, зональность оруденения, являющаяся важнейшей характеристикой месторождений, лежит в основе: 1) выявления естественных взаимосвязей месторождений в природе в зависимости от геологических условий их образования; 2) выделения, диагностики и разработки классификации рудных

формаций; 3) разработки рациональной системы разведки месторождений; 4) перспективной оценки оруденения на глубину и при поисках слепых рудных тел.

Работы последних лет, проведенные многими авторскими коллективами (ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ИМГРЭ, САИГИМС, ЦНИГРИ и др.), открывают новые возможности для разработки общей теории зональности рудных месторождений и широкого использования ее в практике геологоразведочных работ.

Вместе с тем отсутствие однотипных количественных характеристик зональности месторождений, нерешенность вопросов типизации структурно-геометрических характеристик, а также отсутствие математического аппарата для создания единой системы обработки имеющихся материалов опробования месторождений ограничивают возможности изучения зональности и позволяют судить лишь об основных тенденциях в направленности изменений минерального состава в пределах рудных тел и месторождений. В связи с этим первоочередная задача дальнейшего изучения зональности — разработка методики количественной структурно-геометрической характеристики изменчивости минерализации, обработки многочисленных данных опробования руд и окolorудных пород месторождений различных формационных и генетических типов, дальнейшее совершенствование на основе точных характеристик зональности методов их прогнозирования, оценки и разведки.

1. Агрикола Г. О горном деле и металлургии. В 12 кн. М., Изд-во АН СССР, 1962. 599 с.
2. Ажгирей Д. Г., Ажгирей Р. М., Коробов В. В. О металлогении гранитных интрузий в Камирско-Большереченском районе Рудного Алтая. — «Труды СНИИГГИМС», 1966, вып. 39, с. 21—36.
3. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962. 196 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.
4. Андреев В. В., Евтушенко С. И., Тимофеева Т. С. К геохимии золота и серебра в рудах Куру-Тегерека. — «Зап. Узб. отд. ВМО», 1970, вып. 23, с. 169—171.
5. Андреева М. Г. Особенности состава и размещений минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии. — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 96, ч. 1, с. 32—45.
6. Атлас морфоструктур рудных полей. Под ред. П. Ф. Иванкина. Л., «Недра», 1973. 163 с. Авт.: В. Н. Акчурина, В. А. Булытников, Д. Д. Зубков и др.
7. Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969. 182 с. (Труды СВ комплексн. НИИ АН СССР).
8. Бадалов С. Т. Об одной из причин вертикальной зональности элементов в эндогенных рудных месторождениях (на примере Карамазара). — «Геохимия», 1968, № 1, с. 442—447.
9. Баранов И. Я., Стативкин Э. В. Минералого-структурные особенности золото-серебряного оруденения свинцово-сурьмяного месторождения Тиверсинчик-Кол (Северный Кавказ). — В кн.: Исслед. по минералогии и петрогр. на территории Сев. Кавказа и Донбасса. Ростов-на-Дону, 1971, с. 129—133.
10. Барсуков В. Л. Оловорудные месторождения Тасмании (Австралия). — «Геология руд. м-ний», 1972, т. 14, № 5, с. 80—89.
11. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М. «Наука», 1974. 148 с.
12. Батуев Б. Н. Некоторые особенности экзоконтактовых руд Октябрьского и Талнахского месторождений. — В кн.: Геол. и полезн. ископ. Норильск. р-на. Л., 1971, с. 66—74.
13. Бергер В. И. Факторы контроля ртутного и сурьмяного оруденения вулканогенных поясов. — В кн.: Основы научн. прогноза м-ний руд. и нерудн. полезн. ископ. Л., 1971, с. 379—383.

14. Бергер В. И. Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения подвижных областей. В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 110—115.
15. Бергер В. И., Мудрогина Н. С., Кузьмин В. Г. Месторождения сурьмы и ртути. — В кн.: Прогнозирование м-ний полезн. ископ. при регион. геол. исслед. Л., 1973, с. 119—131.
16. Беус А. А. Альбитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндоген. рудн. м-ний. М., 1968, с. 303—377.
17. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — «Зап. ВМО», 1951, ч. 80, № 2, с. 81—87.
18. Бичан Р. Происхождение хромитовых пластов комплекса Хартли Великой Дайки (Родезия). — В кн.: Магматич. рудн. м-ния. М., 1973, с. 86—98.
19. Богацкий В. В. Вертикальная амплитуда эндогенного оруденения и оценка региональных перспектив. — «Труды СНИИГГИМС», 1970, вып. 102. 164 с.
20. Большаков А. П., Кирикилица С. И., Ольховский Н. Я. О вертикальном размахе и глубине рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении. — «Геология рудн. м-ний», 1969, т. 11, № 4, с. 128—132.
21. Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота. — В кн.: Рудн. м-ния СССР, т. 3. М., 1974, с. 5—77.
22. Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. М., 1960. 417 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 35).
23. Булкин Г. А. Введение в статистическую геохимию. Л., «Недра», 1972. 208 с.
24. Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. М., ИЛ, 1949, 647 с.
25. Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1965. 308 с.
26. Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., «Недра», 1973. 278 с.
27. Васильев В. И. О единстве природных явлений. — «Труды ЛО ВАГО», 1975, вып. 2, с. 1—16.
28. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации. — «Зап. ВМО», 1972, ч. 101, вып. 3, с. 281—289.
29. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 1. Очерки геохимии М., Изд-во АН СССР, 1954. 696 с.
30. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
31. Вировлянский Г. М. К вопросу о первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — «Зап. ВМО», 1954, ч. 83, № 3, с. 234—240.
32. Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964. 220 с.
33. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959. 623 с.
34. Воин М. И. О зональности редкометалльно-золоторудной минерализации в рудных телах Кумакского рудного узла (Мугоджары). — «Минер. сырье», 1970, вып. 20, с. 87—98.
35. Волков В. М. Любавинское золоторудное месторождение Центрального Забайкалья. — Автореф. канд. дисс. Томск 1974. 24 с.
36. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972. 240 с.

37. Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1949, № 1, с. 79—94.
38. Вуд Б. Геология урановых месторождений территории Лисбон-Валли, штат Юта. — В кн.: *Рудн. м-ния США*, т. 2. М., 1973, с. 454—473.
39. Гаврикова С. Н., Юдин И. М. Метасоматическая зональность медно-молибденовых руд месторождений Коунрад и Карабас. — *«Геология рудн. м-ний»*, 1966, т. 8, № 5, с. 45—60.
40. Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957. 130 с.
41. Геологическое общество Китая. Влияние геологических структур и характера вмещающих пород на формирование первичной зональности месторождений. — В кн.: *Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования»*, т. 1. Прага, 1963, с. 38—41.
42. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971. 318 с. Авт.: Б. Л. Флеров, Л. Н. Индолев, Я. В. Яковлев, Б. Я. Бичус.
43. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 2. Алма-Ата, «Наука», 1967. 303 с.
44. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. М., Атомиздат, 1966. 181 с. Авт.: Б. П. Власов, И. М. Воловикова, Г. Д. Гладышев и др.
45. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов. Под ред. К. А. Власова. М., «Наука», 1964. 687 с.
46. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. — *Генетические типы месторождений редких элементов*. Под ред. К. А. Власова. М., «Наука», 1966. 860 с.
47. Гинзбург А. И. Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами. — В кн.: *Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротерм. м-ний*. М., 1972, с. 110—112.
48. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: *Генезис эндоген. рудн. м-ний*. М., 1968, с. 152—219.
49. Годлевский М. Н. Магматические месторождения — В кн.: *Генезис эндоген. рудн. м-ний*. М., 1968, с. 7—84.
50. Голованов И. М., Рахубенков А. Т. Геохимия медно-порфириновых руд месторождения Дальнего. — *Изв. вузов, геол. и разведка*, 1971, № 1, с. 55—59.
51. Голованов И. М., Цой А. В. Вертикальная зональность прожилковой минерализации в меднопорфириновых месторождениях Алма-Аты (УзбССР). — *«Геология рудн. м-ний»*, 1974, т. 16, № 1, с. 43—53.
52. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968. 352 с.
53. Грейтон Л. С. Гидротермальные глубинные зоны. — В кн.: *Геология рудн. м-ний зап. штатов США*. М.—Л., 1937, с. 200—218.
54. Груза В. В. Зональность размещения медных, молибденовых и вольфрамовых месторождений Хакасии. — *«Труды ВСЕГЕИ»*, 1968, вып. 121, с. 83—93.
55. Гэршман И. Н. Урановые месторождения штатов Вайоминг и Южная Дакота. — В кн.: *Рудн. м-ния США*, т. 2. М., 1973, с. 495—506.
56. Денисенко В. К. Явления метасоматоза при формировании Джидинского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л., 1974, с. 150—156.
57. Денисенко В. К., Неженский И. А., Белонин М. Д. О зональности грейзеновой минерализации в плоскости рудных тел. — *«Докл. АН СССР»*, 1970, т. 191, № 2, с. 410—413.
58. Денисова М. В. Стадийность жильного медно-никелевого оруденения массива Ниттис—Кумужье — Травяная. — *«Изв. АН СССР, сер. геол.»*, 1959, № 9, с. 23—30.

59. Джексон Е. Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилуотер. — В кн.: Магматич. рудн. м-ния. М., 1973, с. 43—66.

60. Дзодендзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 344 с.

61. Диксон Ф., Танелл Дж. Ртутные и сурьмяные месторождения западного побережья США, связанные с термальными минеральными источниками. — В кн.: Рудн. м-ния США, т. 2. М., 1973, с. 380—415.

62. Додин Д. А., Кравцов В. Ф., Садиков М. Д. Закономерности распределения типов руд и изменения их составов в пределах Талнахского рудного узла. — В кн.: Медно-никелев. руды Талнахск. рудн. узла. Л., 1972, с. 6—20.

63. Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества. — В кн.: Мат-лы к совещ. «Общие закономерности геол. явлений», вып. 1. Л., 1965, с. 55—67.

64. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., «Недра», 1974. 159 с.

65. Духовский А. А., Никольская Ж. Д., Рождественский Ю. П. О расчленении гранитных интрузивов акчатауского комплекса Центрального Казахстана в связи с их рудоносностью. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 6, с. 1435—1438.

66. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Госатомиздат, 1960. 100 с.

67. Жабин А. Г., Харченко А. Г. Карбонатитовый комплекс Арбарастах (Южно-Якутская провинция). — В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973, с. 142—156.

68. Жданов В. В., Малкова Т. П. Происхождение железистых кварцитов зон базификации. Л., «Недра», 1973. 20 с.

69. Залашкова Н. Е. Зональность метасоматически измененных танталоносных гранитов (апогранитов). — В кн.: Минералого-геохим. и генетич. особенности редкомет. апогранитов. М., 1969, с. 5—29.

70. Зербригг Х. и др. Месторождение Фруд-Стоби. В кн.: Структурная геология рудн. м-ний Канады. М., 1964, с. 307.

71. Зильберминц А. В. Геология и генезис Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения. М., «Наука», 1966. 189 с.

72. Зимин С. С. Парагенезис офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.

73. Зональность гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Г. А. Соколова. М., «Наука», 1974, т. 1, 298 с; т. 2. 221 с.

74. Иванкин П. Ф., Митряева Н. М. Некоторые итоги структурно-парагенетического изучения сульфидной залежи Николаевского месторождения на Алтае. — «Труды Алтайск. горнометаллургич. науч. исслед. ин-та», 1957, т. 5, с. 14—33.

75. Иванов О. П. О целесообразности формального подхода к многостадийным жильным месторождениям при их формационном анализе. — В кн.: Геология и генезис эндоген. рудн. формаций Сибири. М., 1972, с. 135—152.

76. Иванова А. А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М., «Недра», 1974. 208 с.

77. Казанский В. И., Лаверов Н. П. Месторождения урана. — В кн.: Рудн. м-ния СССР, т. 2. М., 1974, с. 319—387.

78. Казницын Ю. В., Ланда Э. А., Рундквист Д. В. Метасоматизм и глобальная тектоника. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 61—65.

79. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.

80. Камерон Ю. Н., Десборо Дж. А. Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса. — В кн.: Магматич. рудн. м-ния. М., 1973, с. 26—42.

81. Каузинс К. А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвелд. — В кн.: Магматич. рудн. м-ния. М., 1973, с. 67—85.
82. Кен А. Н. О зональности, возрасте и генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 155, с. 155—159.
83. Кен А. Н., Васильев В. И. Расшифровка структур колчеданно-полиметаллических месторождений доскладчатого возраста. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 4, с. 14—18.
84. Кен А. Н., Васильев В. И. Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. Л., 1970. 41 с. (Мат-лы к совещ. «Разработка основ научн. прогноза м-ний полезн. ископ.», вып. 1).
85. Кигаи И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение. М., «Наука», 1966. 248 с.
86. Кононов О. В., Граминецкий Е. Н. Зональность молибден-вольфрамового оруденения Тырныауза (Северный Кавказ). — «Геология рудн. м-ний», 1962, № 1, с. 6—18.
87. Константинов Р. М. О взаимоотношениях околорудных изменений и рудных жил на некоторых оловянных месторождениях Восточного Забайкалья и Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования. М., 1963, с. 162—172.
88. Константинов Р. М., Томсон И. Н. О типах рудных районов в Восточном Забайкалье. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндоген. м-ний. М., 1966, с. 221—232.
89. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные пробл. в учении о магматоген. рудн. м-ниях. М., 1953, с. 332—453.
90. Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962. 24 с. (Чтения им. В. И. Вернадского, № 3).
91. Кормилицын В. С., Щеглов А. Д. Некоторые вопросы теории эндогенного рудообразования и их роль в решении задач прикладной геологии. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., 1969, с. 418—438.
92. Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1949, № 1, с. 66—78.
93. Королев А. В., Бадалов С. Т. О первичной зональности оруденения в Алмалыкском рудном поле. — «Геология рудн. м-ний», 1959, № 5, с. 31—38.
94. Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965. 507 с.
95. Котляр В. Н. О концентрической зональности оруденения рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрыва. — «Труды лаб. палеовулканологии», 1963, вып. 56, с. 227—230.
96. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. 278 с. Авт.: Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров.
97. Кропоткин П. Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. — «Сов. геология», 1957, сб. 58, с. 74—92.
98. Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. М., «Недра», 1965. 147 с. (Геология м-ний редких элементов, вып. 25).
99. Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Некоторые вопросы генезиса рудных месторождений и характер связи их с магматизмом. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., 1972, с. 137—144.
100. Кутина Я., Парк Ч. Ф., Смирнов В. И. К понятию зональности и к соотношениям между зональностью и парагенезисом. — В кн. Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 2. Прага, 1965, с. 581—588.

101. Кутырев Э. И. Планетарная металлогения в свете палеорекопструкций. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 45—50.
102. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969. 149 с.
103. Лаверов Н. П., Кабрера-Ортега Р. Геологическая структура и некоторые вопросы генезиса медного месторождения Эль-Кобре. — В кн.: Геология и полезн. ископ. Кубы. М., 1967, с. 80—103.
104. Лаверов Н. П., Козырев В. Н., Хорошилов Л. В. Некоторые особенности геологии гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к экстрезивам. — «Геология рудн. м-ний», 1964, т. 6, № 6, с. 38—53.
105. Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. — «Сов. геология», 1959, № 2, с. 118—131.
106. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Вып. 1. М., Гостехгеолнефтьиздат, 1934. 187 с.
107. Лир Ю. В. К вопросу о первичной зональности Депутатского месторождения. — «Геология рудн. м-ний», 1968, т. 10, № 5, с. 91—95.
108. Литвинов В. Л., Ляхов Ю. В., Попивняк И. В. Палеотемпературная зональность Карийского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье). — «Геология рудн. м-ний», 1960, т. 12, № 5, с. 96—101.
109. Лихачев А. П. О горизонтальной зональности экзоконтактовых руд Норильского месторождения. — «Геология рудн. м-ний», 1969, т. 11, № 3, с. 110—115.
110. Логинов В. П. Эндогенная зональность колчеданных месторождений. — В кн.: Зональность гидротерм. рудн. м-ний. М., 1974, с. 7—85.
111. Ломоносов М. В. Слово о рождении металлов от трясения земли. — В кн.: О слоях земных и другие работы по геологии. М., 1949, с. 161—189.
112. Лугов С. Ф., Макеев Б. В., Потапова Т. М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., «Недра», 1972. 360 с.
113. Ляхницкая И. В. Вертикальная зональность в медно-никелевых сульфидных месторождениях Печенги (Кольский полуостров). — В кн.: Вопросы зональности эндоген. м-ний. Л., 1973, с. 123—133.
114. Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Изд. 2. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961. 548 с.
115. Мандыч В. А. Геолого-структурные факторы локализации промышленного оруденения Иультинского рудного поля. — Автореф. канд. дисс. М., 1972. 25 с.
116. Маракушев А. А., Безмен Н. И., Сорокин В. И. Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов. «Геология рудн. м-ний», 1971, № 2, с. 3—28.
117. Мейер Ч., Ши Э., Годдард Ч. Рудные месторождения района Бьют в Монтане. — В кн.: Рудн. м-ния США, т. 1. М., 1972, с. 482—530.
118. Мельникова К. М., Крюков В. К. Закономерности локализации оруденения на Итакинском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье). — «Изв. вузов, геология и разведка», 1970, № 2, с. 55—63.
119. Месторождения свинца и цинка. — В кн.: Прогнозирование м-ний полезн. ископ. при регион. геол. исследованиях. Л., 1973, с. 102—108. Авт.: Э. И. Кутырев, К. А. Марков, В. С. Кормилицын, А. К. Иогансон.
120. Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, 352 с.
121. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., «Наука», 1972. 195 с. Авт.: Н. П. Юшкин, М. Ф. Фишман, Б. А. Голдин и др.

122. Минерализованные зоны Комсомольского района. М., «Наука», 1967. 116 с. Авт.: Е. А. Радкевич, П. Г. Коростелев, А. М. Кокорин и др.
123. Митчел Дж., Матч А. Месторождение Харди. — В кн.: Структура геология рудн. м-ний Канады. М., 1964, с. 307—316.
124. Модников И. С., Скворцова К. В. О вертикальной зональности молибден-урановых месторождений. — «Геология рудн. м-ний», 1974, т. 16, № 2, с. 51—59.
125. Моисеенко В. Г., Фатьянов И. И. Золоторудные столбы и зональность минерализации Токурского месторождения. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудн. поясе. Владивосток, 1971, с. 59—63.
126. Молибден. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. VI. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1967, с. 123—190. Авт.: И. Г. Магакян, С. С. Мкртчян, С. А. Мовсеян, К. А. Карамян.
127. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитосность. Л., «Недра», 1974. 279 с.
128. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1964. 339 с.
129. Нарсеев В. А. Эндеогенная зональность золоторудных месторождений Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973. 237 с.
130. Некоторые особенности геологии уран-молибденовых месторождений, приуроченных к субвулканическим интрузивам кислых пород. — «Геология рудн. м-ний», 1965, т. 7, № 6, с. 34—48. Авт.: Н. П. Лаверов, А. А. Запорожец, А. В. Канцель и др.
131. Некрасов И. Я. Основные черты минерализации Депутатского оловорудного месторождения. — «Труды Ин-та геологии Якутск. фил. СОАН СССР», 1960, вып. 7, с. 58—72.
132. Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1962. 334 с. (Труды Якутск. фил. СО АН СССР, сер. геол., сб. 12).
133. Ниггли П. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. М.—Л., Геолразведиздат, 1933. 92 с. (Новые идеи в учении о рудн. м-ниях, сер. 3, вып. 3).
134. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961. 338 с.
135. Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Эндеогенная рудная зональность на Коунрадском медно-порфировом месторождении. — В кн.: Соврем. состояние учения о м-ниях полезн. ископ. Ташкент, 1971, с. 186—188.
136. О геологической позиции и вертикальной зональности грейзенов Акчатау и Восточного Коунрада (Центральный Казахстан). — «Геология рудн. м-ний», 1973, т. 15, № 5, с. 46—59. Авт.: С. М. Бескин, В. Н. Ларин, Ю. Б. Марин, Г. Л. Рубо.
137. О зональности Березовского золоторудного месторождения. — «Геология рудн. м-ний», 1973, т. 1, с. 110—117.
138. О некоторых особенностях распределения главных рудных компонентов на месторождении Миргалмсай. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1969, № 6, с. 69—73. Авт.: Ж. Т. Халтаев, Е. С. Зорин, Д. Н. Малечник, П. П. Сидоренко.
139. Общие понятия и типизация зональности гидротермальных рудных тел, месторождений и рудных полей. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротерм. м-ний. М., 1972, с. 4—8. Авт.: Г. А. Соколов, В. Н. Дубровский, И. Н. Кигай, Д. О. Онтоев.
140. Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Еще раз о вертикальной зональности первичных геохимических ореолов. — В кн.: Науч. основы геохим. методов поисков глубокозалегающих рудн. м-ний. Иркутск, 1971, с. 135—143.
141. Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Зональность первичных геохимических ореолов гидротермальных

месторождений и их поисковое значение. — «Изв. вузов, геология и разведка», 1973, № 10, с. 76—88.

142. О л о в о р у д н ы е м е с т о р о ж д е н и я М а л о г о Х и н г а н а. Л., 1959. 344 с. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 27). Авт.: Г. В. Ициксон, Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова и др.

143. О м е л ь я н е н к о Б. И. К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных окислительных метасоматитов. — В кн.: I Международный геохим. конгресс, СССР, Москва, 20—25 июля 1971 г. Докл., т. 3, кн. 1. Метаморфизм и метасоматоз. М., 1972, с. 393—418.

144. О н т о е в Д. О. О соотношении различных типов гипогенной зональности в некоторых редкометалльных месторождениях Восточного Забайкалья. — В кн.: Проблема постмагматич. рудообразования, т. 1. Прага, 1963, с. 212.

145. О н т о е в Д. О. Зональность вольфрамовых месторождений. — В кн.: Зональность гидротерм. рудн. м-ний. М., 1974, с. 89—147.

146. О с н о в ы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., 1971. 454 с. (М-во геологии СССР, ВСЕГЕИ).

147. П а в л о в а И. Г. Региональные и локальные закономерности размещения медно-порфировых месторождений. Л., 1970. 56 с. (Мат-лы к совещ. «Разработка основ науч. прогноза м-ний полезн. ископ.», вып. 6).

148. П а р к Ч. Ф. Теория зональности. — В кн.: Проблемы рудн. м-ний. М., 1958, с. 207—228.

149. П а р к Ч. Ф., М а к - Д о р м и д Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966. 545 с.

150. П е т р о в с к а я Н. В., Т и м о ф е е в с к и й Д. А., Б о р о д а е в с к и й Н. И. Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений. — В кн.: Зональность гидротерм. рудн. м-ний, т. 2. М., 1974, с. 86—122.

151. П е т р о в с к а я С. Г. Некоторые особенности распределения вольфрама на Шахтаминском молибденовом месторождении. — В кн.: Вопр. региональн. геологии и металлогении Забайкалья, вып. 3. Чита, 1967, с. 97—102.

152. П о к а л о в В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., «Недра», 1964. 210 с.

153. П о п о в В. Е. О новом типе месторождений областей тектономагматической активизации на примере юга Карелии и других регионов. — В кн.: Закономерности размещения полезн. ископ., т. 12. М., 1975, с. 235—243.

154. П о т а п ь е в В. В. Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, 1972, с. 5—90.

155. П р о г н о з и р о в а н и е м е с т о р о ж д е н и й п о л е з н ы х и с к о п а е м ы х при региональных геологических исследованиях. Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., 1973. 204 с. (М-во геологии СССР, ВСЕГЕИ).

156. П э к А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. — В кн.: Колчеданные м-ния Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 193—282.

157. Р а д к е в и ч Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. — «Сов. геология», 1959, № 9, с. 70—85.

158. Р а з м а х и н и Ю. Н., Р а з м а х и н и а Э. М. Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловянных полей Сихотэ-Алиня. — «Геология рудн. м-ний», 1973, № 1, с. 52—63.

159. Р е г и о н а л ь н ы е и л о к а л ь н ы е з а к о н о м е р н о с т и р а з м е щ е н и я м е с т о р о ж д е н и й. Под ред. Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова. Л., 1970. Вып. 1, 43 с.; вып. 2, 72 с.; вып. 3, 56 с.; вып. 4, 48 с.; вып. 5, 64 с.; вып. 6, 57 с. (Мат-лы к совещ. «Разработка основ науч. прогноза м-ний полезн. ископ.»).

160. Рехарский В. И. Зональность метасоматитов и оруденения на молибденовых месторождениях. — В кн.: Зональность гидротерм. руд. м-ний, т. 1. М., 1974, с. 148—176.
161. Рудные месторождения СССР. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1974. Т. 1, 328 с.; т. 2, 391 с.; т. 3, 471 с.
162. Рундквист Д. В. Пример зональности «отложения» в рудных телах. — «Информ. сборник ВСЕГЕИ», 1959, № 13, с. 107—115.
163. Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы развития сов. геологии. Л., 1971, с. 266—299.
164. Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Веерообразные и дугообразные структуры жильных полей грейзеновых месторождений и зональность оруденения. — В кн.: Вопросы зональности эндоген. м-ний. Л., 1973, с. 27—50.
165. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971. 328 с.
166. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — «Зап. ВМО», 1974, вып. 3, с. 289—304.
167. Рысбеков К. У., Митряева Н. М., Муканов К. М. Атабай-Дугулибское месторождение. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонич. зоны (Центр. Казахстан), т. 3. Алма-Ата, 1967, с. 74—82.
168. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., «Недра», 1971. 216 с.
169. Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи оруденения с горными породами. — «Зап. ВМО», 1967, вып. 5, с. 584—596.
170. Сендек С. В. Зональность и рудные столбы на примере Нежданского золоторудного месторождения. — В кн.: Глубинность и зональность оруденения в Тихоокеанском рудном поясе. Владивосток, 1971, с. 76—78.
171. Сергеева Н. Е. Минералого-геохимические особенности колчеданных докембрийских месторождений Карелии. — Автореф. канд. дис. М., 1974. 25 с.
172. Сидоров А. А. Золото-серебряная формация окраинных вулканогенных поясов Северо-Востока Азии. — Автореф. докт. дисс. М., 1973. 40 с.
173. Славинская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Киев. Изд-во АН УССР, 1957. 147 с.
174. Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947. 78 с.
175. Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. В кн.: Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 1. Прага, 1963, с. 62—68.
176. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн.: Генезис эндоген. руд. м-ний. М., 1968, с. 586—648.
177. Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И. Колчеданные руды и месторождения Японии. — «Геология руд. м-ний», 1968, т. 10, № 1, с. 17—31.
178. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1960, т. 2, № 2, с. 3—15.
179. Смирнов В. И., Горжевский Д. И. Месторождения свинца и цинка. — В кн.: Руд. м-ния СССР, т. 2. М., 1974, с. 169—237.
180. Смирнов М. Ф. Строение Норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд. М., «Недра», 1966. 59 с.
181. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1937, № 6, с. 1071—1082.
182. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — «Зап. ВМО», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 23—36.

183. Спёрр Дж. Рудные магмы. — В кн.: О рудной магме. М. — Новосибирск — Л., 1933, с. 6—69.

184. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964. 598 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлуи.

185. Сухов В. И. Гидротермально-измененные породы нижне-амурской вулканогенной зоны. — В кн. Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 62—72.

186. Сухов Л. Г., Изюнтко В. М. Зональность сплошных руд на месторождениях Норильского района. — В кн.: Трапсы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 87—89.

187. Татаринов П. М., Бетехтин А. Г. Курс месторождений полезных ископаемых. М., Гостоптехиздат, 1946. 592 с.

188. Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постагматических месторождений. — «Зап. ВМО», 1949, сер. 2, ч. 78, вып. 3, с. 195—206.

189. Твалчрелидзе Г. А. Об условиях формирования месторождений Горной Рачи. — «Сообщения АН ГрузССР», 1961, т. 27, № 6, с. 703—709.

190. Тимофеевский Д. А. О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья. — «Труды ЦНИГРИ», 1959, вып. 31, с. 46—72.

191. Тимохов К. Д. Связь медносульфидного и титаномагнетитового оруденения с вмещающими породами на Волковском месторождении. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 439—443. (Труды I Уральск. петрограф. совещ., т. 1).

192. Толоч А. А. Оловорудные месторождения Октябрьской группы в Приморье. М.—Л., «Наука», 1964. 171 с.

193. Точилин М. С., Горяинов П. М. Геохимия и генезис железных руд Приимандровского района Кольского полуострова. М., «Наука», 1964. 103 с.

194. Туян Г. А. Взаимоотношение медно-молибденового и золото-сульфидного оруденения и стадии минерализации на Айгедзорском рудном поле. — «Изв. АН АрмССР, наука о Земле», 1971, 24, № 4, с. 28—37.

195. Туркин И. С. Ртутнорудная зональность как критерий определения глубины эрозионного среза. — В кн.: Основы науч. прогноза м-ний рудн. и нерудн. полезн. ископ. Л., 1971, с. 384.

196. Туркин И. С., Буй Е. Г. Строение и состав рудных тел на Терлиг-Хайском ртутном месторождении. — В кн.: Проблемы образования рудн. столбов. Новосибирск, 1972, с. 320—324.

197. Уайт Д. Термальные источники и эпирмальные рудные месторождения. — В кн. Проблемы рудн. м-ний. М., 1958, с. 91—145.

198. Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса — крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира. — В кн.: Магматич. рудн. м-ния. М., 1973, с. 7—25.

199. Уиллемз Дж. Ванадистые магнетитовые руды Бушвельдского комплекса. — Там же, с. 129—150.

200. Уколов М. М., Маринкин О. С. Прогнозирование и поиски на основе симметрии структур постагматических месторождений. — «Разведка и охрана недр», 1973, № 2, с. 8—11.

201. Условия образования урановых руд в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972. 312 с. Авт.: В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др.

202. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 552 с.

203. Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород. — «Изв. Моск. сельскохоз. ин-та», 1896, т. 2, кн. 1., с. 27—41.

204. Федорчук В. П. Некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяных месторождений. — В кн.: Конференция «Проблемы метаматич. рудообразования», т. 1. Прага, 1963, с. 235—239.

205. Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969. 264 с.
206. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 1—4. — Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, т. 3, 1955, 799 с.; т. 4, 1958, 588 с.; т. 5, 1959, 858 с.
207. Флеров Б. Л., Яковлев Я. В. Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения. — В кн.: Геология оловорудн. и подметаллич. м-ний Якутии. М., 1965, с. 86—145.
208. Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных — щелочных пород и карбонатов). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1970, № 9, с. 52—61.
209. Хамрабаев И. Х. Первичная зональность на некоторых высокотемпературных месторождениях Средней Азии и возможные причины этого явления. В кн.: Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 1. Прага, 1963, с. 166—173.
210. Хельвас И. Г., Грушкин Г. Г. О зональности отложения минералов на оловорудном месторождении Хинган. — «Зап. ВМО», 1974, ч. 103, вып. 6, с. 670—681.
211. Хрущов Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений. — В кн.: Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 1. Прага, 1963, с. 174—179.
212. Чесноков Б. В. Определение параметра α_0 пирита и блеклых руд в камере РКЭ (на примере Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале). — В кн.: Рентгенография минеральн. сырья. Л., 1973, с. 139—142.
213. Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада М., Изд-во АН СССР, 1960. 239 с. (Труды ИГЕМ, вып. 50).
214. Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., «Недра», 1968. 184 с.
215. Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер. — «Геология рудн. м-ний», 1972, № 3, с. 3—18.
216. Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958. 501 с.
217. Шнейдерхён Г., Борхерт Г. Зональная классификация рудных месторождений. Пер. с нем. А. В. Немиловой. Под ред. С. И. Талдыкина. — «Новости зарубежн. геологии», 1957, вып. 2, с. 1—26.
218. Щеглов А. Д. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений (Дискуссия). — «Зап. ВМО», 1954, сер. 2, ч. 83, вып. 3, с. 283—284.
219. Щеглов А. Д. К вопросу о вертикальной зональности некоторых вольфрамовых месторождений Забайкалья. — «Труды ИГЕМ», 1956, вып. 3, с. 270—278.
220. Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — «Зап. ВМО», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.
221. Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 379 с.
222. Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане. — В кн.: Докл. сов. геологов, МГК, 23 сессия, пробл. 7. М., 1968, с. 185—196.
223. Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Сенчило Н. П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. — В кн.: Минеральн. м-ния. МГК, 24 сессия, докл. сов. геологов, пробл. 4. М., 1972, с. 1—18.
224. Эммонс В. Х. Изменение первичного оруденения с глубиной. М.—Л., Геолразведиздат, 1933. 40 с.
225. Юдин И. М. Медное месторождение Коунрад. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969. 150 с.
226. Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия металлов платиновой группы в эндогенных месторождениях. — Автореф. докт. дисс. М., 1974. 52 с.

227. Amstutz G. C. Space, time and symmetry in zoning. — В кн. Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 1. Прага 1963, с. 33—37.
228. Baumann L. On the zonal distribution of mineralization in the ore veins of the Freiberg ore district. — В кн.: Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 2. Прага, 1965, с. 56—66.
229. Buddington A. F. High temperature mineral association at shallow to moderate depths. — *Econ. Geol.*, 1935, vol. 30, № 3, p. 205—222.
230. Cotta B. Die Lehre von den Erzlagerstätten. Freiburg, Bd. 1, 1859, 252 S.; Bd. 2, 1861, 744 S.
231. Dahm K.-P. Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. — Sonderdruck aus *Geologie*, 1972, Jahrgang, 21, H. 4/5, S. 521—535.
232. Daten zur Geochemie der Elemente. Berl., 1969. Bearb.: M. Kraft, R. Schindler, G. Tischendorf u. a.
233. El-Shatoury H. M., Whelan I. A. Mineralization in the Gold Hill mining district, Tooele County, Utah. — *Bull. Utah Geol. and Miner. Surv.*, 1970, № 83, p. 37.
234. Emmons W. H. Hypogene zoning in metalliferous lodes. — 16 th Intern. Geol. Cong. Rept., 1935, 1, p. 417—432.
235. Galkiewicz T. Slasko-Krakowskie zloza cynkowo-otowiowe — In: *Probl. geol. i surowc. Górnos'lask.* — Okregu Przemysl. Cz. 1. Katowice, 1964, S. 74—79.
236. Geology of the porphyry copper deposits of Southwestern North America. The univ. of Arizona press., 1968. 287 p.
237. Hosking K. F. G. Primary ore deposition in Cornwall. — *Roy. Geol. Soc. Cornwall Trans.*, 1951, 18, p. 117—132.
238. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration — mineralization zoning in porphyry ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1970, vol. 65, № 4, p. 373—406.
239. Manilici V., Giuscá D., Stiopol V. Studiul zacamintului de la Baia Sprie (reg. Baia' Mare). Bucuresti., 1965. 113 c. (Memoriile Comitetului geologic, vol. 7).
240. Metallogeny of tin and tungsten in the Krusné Hory-Erzgebirge. Praha, 1974. 66 p. By L. Baumann, M. Stenprok, G. Tischendorf, V. Zoubek.
241. Pockley R. P. C. Four new uranium-lead ages from Cornwall. — *Miner. Mag.*, a. J. of the Mineral. Soc. of Great Britain and Ireland, 1964, vol. 33, № 267, p. 1081—1092.
242. Rösler H. I., Lange H. Geochemical tables. English ed. Leipzig, 1973. 468 p.
243. Schneider-Scherbina A. Time-space paragenetic sequences in the hypogene ore deposits of Bolivia. — В кн.: Конф. Пробл. постмагмат. рудообраз., т. 2. Прага, 1965, с. 67—81.
244. Spurr I. E. A theory of ore deposition. — *Econ. Geol.*, 1907, № 2, p. 781—795.
245. Walker R. T., Walker W. I. The origin and nature of ore deposits. — Colorado Springs, 1956. 384 p.
246. White D. E., Roberson C. E. Sulphur Bank, California, a major hot spring quicksilver deposit. — *Geol. Soc. Amer.*, 1962, p. 397—428.
247. Yamazaki H. Thermodynamic consideration on the origin of the zonal arrangement of ore deposits. — В кн.: Конференция «Проблемы постмагматич. рудообразования», т. 2. Прага, 1965, с. 277—284. *Discus. c.* 295—301.
248. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. — *Z. für Angewandte Geologie*, 1965, Bd. 11, H. 8, S. 410—432. Bearb.: G. Tischendorf, I. Wasternach, H. Bolduan, E. Bein.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, УПОМИНАЕМЫХ В ТЕКСТЕ

- Адаракоу 75
Айгедзорское 85
Акенобе 89
Акол 151
Акчатау 115, 117, 118, 120—122, 184
Алмалыкское (Кальмакырское) 83, 84
Алтын-Топкан 60
Алыс-Ханское 95
Альмаден 76
Альтенберг 124, 125, 127 128
Амброзия-Лейк 151
Ангаро-Илимское 29
Арбарастах массива месторождения 143, 144, 146
Атабай-Дугулинское 59
Атасуйского типа месторождения 57, 58, 59, 172, 199
Африканда массива месторождения 146
Ахо 88
- Баја Сарые 68
Баја Сприе 69, 70
Бакальское 29
Балейское 71
Банска Штявница 66, 68, 177
Барун-Цотто 127
Барун-Шивея 111, 112
Баян 77
Беганское 66
Белая Зима массива месторождения 143, 144
Белоусовское 49, 51
Береговское 66
Березовское (Рудный Алтай) 49, 103
Березовское (Урал) 105, 106—107, 110
- Берник Лейк 23
Бингем 88
Благодать гора 38
Блю-Тир 127
Богутин 66
Большого Медвежьего озера район 149
Бом-Горхонское 116
Боудвин-Майн 55
Боулдер-Каунти 111, 177
Браден 87
Брокен-Хилл 7
Буазер 149, 151, 160
Бугдаинское 108
Бургасского района месторождения 51
Бургочанское 95.
Бурлевское 109
Бушвельдского лополита месторождения 30—31, 169, 172
Бьютт 60, 62, 63
- Валькумей 90, 91, 178
Вань-Шань 75
Варваринское 109
Великая дайка Родезии 31
Великоостровское 101
Великопетровское 103
Верблюжогорское 30
Верхнее Кайракты 13, 28, 115
Верхнее Озеро 60, 151, 156
Ветреного Пояса месторождения 48
Витимское 38
Владимирское 151
Вознесенское 129
Волковское 37, 38, 160
Восток-II 107

- Восточный Коунрад — см. Коунрад
 Восточный
 Вуорияври массива месторождения 146
- Гейер 127, 128
 Голготайское 108
 Голд-Хилл 62, 63, 160
 Голкоцда 111
 Горное озеро массива месторождения 146
 Горной Рачи район 111
 Готтесберг 125
 Гулинского массива месторождения 144, 146
 Гусевоторское (Гусевское) 37, 38
- Давендинское 108, 115
 Дарасунское 108, 109, 110, 165
 Дастакертское 83, 196
 Дашкесан 28, 29, 175, 199
 Дегтярское 48, 51, 53, 54
 Депутатское 14, 91, 92, 95, 97
 Джида 28, 116, 159, 197
 Джижикрут 75
- Екатеринбургско-Благодатская группа месторождений 65
- Ждановское 47
 Жирекен 83, 108, 115
- Заводское 49
 Запхито 111
 Згид 62, 66, 68
 Зигерлянд 29
 Зыряновское 49, 51
- Икуно района месторождения 89
 Илинтасское 95
 Иманское 95
 Имени XIX Партсъезда 48
 Инагли массива месторождения 143, 146
 Ингодинское 107
 Итакинское 61
 Иульгин 124, 125—126
 Июльское 116
- Кабанское 49
 Кавалеровский район 95
 Кадамжай 75
 Каджаран 20, 84, 85, 88
 Казаковское 108
 Кальмакырское (Алмалыкское) 83, 84, 166
 Камикиви 47
 Кананеа 71, 87
 Канимансурское 189
- Караколес 98
 Каральвеемское 102
 Карамкенское 71
 Караоба 117, 118, 119, 120, 159, 184
 Карийское 108, 109
 Карлин 69, 73
 Каула 47
 Качканарское Северное 38
 Качканарское Южное 38
 Кемпирсай 14, 32, 35
 Кенно-Хилл 56, 72
 Киргиляхское 95
 Кирунавара 39
 Клаймакс 83, 115, 194
 Ключевское (Забайкалье) 108
 Ключевское (Урал) 55, 56
 Кобальт 149, 151
 Ковдор массива месторождения 143, 144, 146
 Колар 7, 101, 102, 192
 Коломенское 103
 Коммунарское 101, 102
 Комсомольское (Кольский п-ов) 29
 Комсомольское (Приамурье) 92, 94, 129
 Кондер массива месторождения 143, 146
 Корнуолл 13, 92, 93, 97, 129, 159, 197, 198
 Косвинский Камень 38
 Коунрад 18, 83, 85, 86, 159
 Коунрад Восточный 115
 Кочкарское 101, 102, 103, 104, 105—106, 107, 110, 165
 Крипл-Крик 69
 Крупка 124
 Кугда массива месторождения 143
 Кугу-Тегерекское 62, 63
 Кумакское 101, 102, 103, 107, 196
 Кургашинкан 65, 175, 199
 Куроко 56, 69
 Кусинское 36
 Кэлэрвеемское 107
- Лаллагуа 98
 Ланд-дилл 29, 58, 199
 Левиха 55
 Лево-Сакынжикская зона 75
 Лениногорское 49
 Леце 70
 Лисбок-Валли район 152
 Личкваское 85
 Ловозерского лополита месторождения 138—139, 173, 188
 Лонган 59—60
 Лост-Ривер 126
 Лысанская группа 36
 Любавинское 108, 109
 Люссавара 39

Маджарово 56
Майское 108
Материнская жила 7
Маткальское 36, 38
Маунт-Бишоф 56
Миnamисенно 88
Миргалимсай 64, 65, 199
Мирона 47
Миссури долины месторождения 64
Многовершинное 70
Мончегорского массива месторождения 42, 43, 44
Морро-Велло 101, 102
Мосриф 175

Найсберг 59
Нежданинское 101, 103, 104, 196
Никитовское 76
Николоевское 49
НКТ интрузий месторождения 42
Новоказачинское 111
Норильское 20, 42, 45, 46
Ноцара 111
Нура-Талды 117, 118, 119, 184
НЮД интрузии месторождения 42

Огачинское 70
Октябрьское (Восточная Сибирь) 46
Октябрьское (Западная Сибирь) 109
Октябрьская группа месторождений (Приморье) 90
Оленегорское 29
Омсулчанская группа месторождений 177, 191
Ореkitкан 108
Орловское 49, 56
Оруро 98
Осиновское 103
Оутокумпу 55, 56

Паин-Пойнт 64
Палабора 144
Палангана 151
Панескейра 124, 129
Пекан 88
Первомайское 33
Первоуральское 30, 37, 38, 160
Печенгское 42, 46, 48, 169
Пидмонт 13
Пис-Пис 71
Питкьяранта 197
Пламенное 78
Поркупайн 101
Потози 7, 98
Пшибрам 62, 66
Пыркакайское 124
Пышминское 49, 55, 56

Рай-Из массива месторождения 30,
33—35

Раммельсберг 40, 48, 55
Рассохинское 64
Ревдинское 33
Ред-Маунтин 69, 70
Россенское 66
Рудное 20, 91, 94

Сагеби 111
Садисдорф 125, 128
Садон 62, 66
Салланлатви массива месторождения 144, 146
Салфер-Бенк 79, 80
Сан Педро 72
Сан Франциско де Оро 72
Сан Хуан 68
Санта-Рита 87
Саралинское 107
Саран 116
Сарановское 32, 33, 172
Сардана 62, 64, 65, 199
Сарыгычи 108
Саурей 62, 64
Саяк 88
Себлявр 144, 146
Седбери района месторождения 20, 42, 44
Серебрянское 38
Сибайское 49
Сигуашан 75
Силезия месторождения 64, 65
Смирновское 90
Советское 101, 102, 104
Сопча интрузии месторождения 42
Сорское 88
Спокойнинское 129
Степняк 192
Стиллутер лополита месторождения 32, 42
Стимбот 79
Столбовое 116
Сулливан 7, 56
Сымап 75

Тагнинского массива месторождения 143, 144
Такели 175
Такоб 20
Талнахское 45
Тасеевское 71
Тасна 98
Тейское 85
Темпл-Маунтин 151
Терлиг-Хайское 80
Тинтик 62
Токурское 103
Тонопа 72
Торговское 122, 123
Тумен-Цогто 127
Турбинские рудники 60

Тырныауз 13, 28, 115, 124

Уим Крик 72

Улахан-Эгеляхское 90

Унция 7

Урупское 48, 55

Фестивальное 92

Филизчай 40

Фрайбергское 14, 62, 66, 67

Франклин-Фернс 41, 59, 199

Фруд-Стоби 44

Фурмановское 91, 95

Хайдаркан 75

Хаканджинское 70

Хапчеранга 91, 92, 93, 95, 159

Харди 44

Хову-Аксы 151

Хинганское 98—101, 175, 188

Холден 72

Хрустальное 20, 91, 94

Худесское 48

Центральное 109

Циновец 124, 125

Цумеб 62

Чарух-Дайрон 13, 122

Челопеч 66

Чемпура 77, 78

Чернозипунихинское 108

Чикойя 7

Чоролок 98

Чуквикамата 87

Шахтаминское 108, 109

Шаян 77

Шерловогорское 98, 129

Ширгинское 108

Школьное 71

Шлагенвальд 127

Шнекенштейн 127

Эге-Хая 91, 95

Эмперор 71

Эндако 83

Эренсфридерсдорф 128

Этыкинское 129

Юбилейное (Урал) 49

Юбилейное (Западная Сибирь) 109

Якобсберг 59

Предисловие	3
Введение	6
<i>Глава 1.</i> Главные характеристики зональности	11
Ряды зональности рудных элементов	12
Пространственная ориентировка рядов зональности рудных элементов	14
Направленность развития рядов зональности во времени	21
<i>Глава 2.</i> Зональность оруденения главнейших типов месторождений полезных ископаемых	25
Зональность месторождений с ассоциациями сидерофильных рудных элементов (I группа)	28
Хромитовые месторождения — 30. Ванадий-железо-титановые, ванадий-железо-медные и родственные им месторождения — 36.	
Зональность месторождений с ассоциациями сидерофильных рудных элементов (II группа)	40
Медно-никелевые месторождения — 41. Серно-, медно- и полиметаллические колчеданные месторождения — 48. Железо-марганцево-полиметаллические месторождения «атасуйского типа» — 57.	
Зональность месторождений с ассоциациями халькофильных рудных элементов (III группа)	60
Медные, золото-медные, мышьяково-медные (с серебром), золото-полиметаллические месторождения — 62. Полиметаллические месторождения — 64. Золото-серебряные месторождения — 69. Сурьмяно-ртутные месторождения — 74.	
Зональность месторождений с ассоциациями лито-халькофильных рудных элементов (IV группа)	81
Молибденово-медные месторождения — 83. Оловянно-полиметаллические, оловянно-медные, оловянно-серебряные и родственные им месторождения — 89. Золото-вольфрамовые и золото-мышьяковые месторождения — 101. Золото-молибденово-полиметаллические месторождения — 108. Вольфрамово-сурьмяно-ртутные месторождения — 111.	
Зональность месторождений с ассоциациями литофильных рудных элементов (V группа)	113
Молибденово-вольфрамовые месторождения — 115. Вольфрамово-оловянные месторождения — 124. Редкометалльные месторождения — 130. Редкометалльно-редкоземельные месторождения — 135. Ураново-молибденовые месторождения — 139.	

Зональность месторождений с ассоциациями сидеро-ли- тофильных рудных элементов (VI группа)	142
Железородные и редкоземельно-редкометал- ные месторождения в карбонатитах — 142.	
Зональность месторождений с ассоциациями сидеро-халь- ко-литофильных рудных элементов (VII группа)	149
Уран-кобальт-никель-висмут-серебряные место- рождения — 149. Ванадий-селен-урановые, ванадий-уран-медные и родственные им место- рождения — 151.	
<i>Глава 3. Общие закономерности зонального распределения рудных элементов в эндогенных месторождениях</i>	<i>153</i>
Упорядоченное расположение рудных элементов в эндоген- ных месторождениях	154
Сводные ряды зональности эндогенных место- рождений — 154. Система упорядоченного расположения рядов зональности эндоген- ных месторождений — 161. К вопросу о природе упорядоченного расположения руд- ных элементов — 168.	
Пространственные и временные закономерности проявляе- ния зональности оруденения	171
Особенности зональности оруденения соглас- ных, секущих и контактовых месторождений — 171. Общие закономерности проявления и формирования зональности в пространстве — 183. Особенности развития зональности во вре- мени — 195.	
О взаимосвязи месторождений различных формационных типов, выявляемой при изучении зональности	199
Заключение	202
Список литературы	207
Указатель месторождений, упоминаемых в тексте	219

Дмитрий Васильевич Рундквист
Израиль Анатольевич Неженский

Зональность эндогенных рудных месторождений

Редактор издательства Д. С. Степанов. Переплет художника Ю. И. Про-
плецова. Техн. редактор А. Б. Ящуржинская. Корректор Н. Д. Баримова.
Сдано в набор 27/V 1975 г. Подписано в печать 14/X 1975 г. М-31855.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Печ. л. 14. Уч.-изд. л. 15,37.
Тираж 3300 экз. Заказ № 303/318. Цена 1 р. 74 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типо-
графия № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета
Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
196006. Ленинград, Московский пр., 91

Ip. 741a

1389

НЕДРА
