

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



2

ЗОНАЛЬНОСТЬ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В ДВУХ
ТОМАХ

ТОМ
ПЕРВЫЙ

ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОЛОВА, ВОЛЬФРАМА, МОЛИБДЕНА
И НЕКОТОРЫХ ГРУПП
РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТОМ
ВТОРОЙ

ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАНЫХ
И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · МОСКВА 1974

553.061

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТОМ
ВТОРОЙ

ЗОНАЛЬНОСТЬ КОЛЧЕДАНЫХ
И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

915



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · МОСКВА 1974



Во II т. двухтомного издания «Зональность гидротермальных рудных месторождений» продолжено начатое в I т. рассмотрение особенностей зональности в различных группах гидротермальных месторождений. Кроме того, освещены общие вопросы, касающиеся условий и главных факторов возникновения зональности гидротермальных месторождений, теории пульсационной зональности, критериев стадийности минералообразования и использования зональности для оценки перспектив оруденения на глубину.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук
Г. А. СОКОЛОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ к т. II

Том II является неразрывной частью всего издания «Зональность гидротермальных рудных месторождений», что нашло отражение в общем разделении издания на ч. I, изложенную в т. I, и части II и III — в настоящем томе. В части II рассмотрены материалы по зональности колчеданных и золоторудных месторождений. Часть III посвящена общим вопросам зональности гидротермальных рудных месторождений.

Все сказанное в Предисловии, помещенном в т. I, следует иметь в виду и при чтении настоящего т. II.

В. П. Логинов ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В новейшей классификации эндогенных рудных месторождений (Смирнов, 1965₁) колчеданные месторождения выделяются в специальную группу как представители тех гидротермальных месторождений, которые возникли в генетической связи с подводной спилит-кератофировой формацией начального вулканизма эвгеосинклинали. По способу и геологической обстановке рудоотложения В. И. Смирнов (1960, 1965₁) различает среди этих месторождений: а) субвулканические гидротермальные месторождения сульфидных руд, метасоматически отложившихся в пределах горных пород на некоторых варьирующих от месторождения к месторождению глубинах; б) эксгалиционно-осадочные месторождения, возникшие путем химического осаждения на дне моря, у места выходов вулканических эксгалиций вследствие выноса ими рудообразующих элементов в связи с подводным вулканизмом.

При этом японскими геологами (Horikoshi, Sato, 1970; Kajiwara, 1970; Смирнов, 1967, 1968) среди колчеданных месторождений, локализовавшихся в вулканогенно-осадочных толщах эвгеосинклиналей Японии, различаются единичные месторождения комбинированного генезиса. В них имеются геологические и структурно-текстурные признаки того, что нижняя часть их руд отложилась вблизи дна моря метасоматическим способом, а верхняя часть — непосредственно на дне моря путем химического осаждения. Вероятное тяготение локализации колчеданных месторождений, метасоматически возникавших в подводных толщах, к самой верхней части последних, где происходит смена условий литостатического давления на условия гидростатического давления, теоретически рассматривалась С. Н. Ивановым (1966). В. И. Смирнов (1968) допускает также осадочный генезис колчеданных месторождений, отлагавшихся среди глинистых и углеродсодержащих черных сланцев в стороне от центров вулканической активности, но в генетической связи с последними (месторождения Меген в ФРГ, Белане в Румынии, Грамматиково в Болгарии, Найрне в Австралии и др.). Возможность метасоматического возникновения некоторых колчеданных залежей и в субаэральных вулканических толщах была недавно подчеркнута В. П. Логиновым (1969).

Характерными общими признаками колчеданных месторождений, по данным А. Г. Бетехтина (1945), С. Н. Иванова (1955) и В. М. Смирнова (1960), с учетом новейших фактических данных могут считаться следующие: 1) обычное резкое преобладание среди рудных минералов пирита, с которым ассоциируют чаще всего халькопирит и сфалерит, реже — другие минералы, обзор которых дается ниже; 2) коллоидные, метаколлоидные и полосчатые текстуры массивных сульфидных руд на-

ряду с мелко- и тонкозернистым строением их и характерной тонкой зональностью роста зернистых и колломорфных образований пирита, реже сфалерита; 3) резкие границы массивных колчеданных руд с вмещающими породами или с вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, локализовавшимися обычно непосредственно ниже колчеданных залежей; 4) размещение оруденения среди вулканогенных пород и геологическая связь его с центрами извержений, вулканическими постройками и субвулканическими телами лав, представленными в районах регионального метаморфизма альбитофирами и диабазами, реже дацитовыми и андезитовыми порфиритами, а в районах молодого вулканизма — риолитами, дацитами, андезитами и базальтами нормальной щелочно-известковой серии; 5) преимущественно согласное залегание рудных тел с напластованием вулканических толщ, сопровождающееся местами и несогласным залеганием отдельных рудных блоков и жилкообразных тел в связи с контролем оруденения дизъюнктивами; 6) сопровождение рудных тел зональными ореолами гидротермального выщелачивания, в результате которого метасоматически возникли преимущественно кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые породы, реже монокварциты и другие представители формации вторичных кварцитов и гидротермальных аргиллитов.

Следует отметить, что месторождения, сходные по указанным признакам с ранними колчеданными месторождениями, возникают и в несколько более поздние стадии геосинклинального цикла (например, колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая в СССР, серно-пирит-марказитовые месторождения в Японии). Это обстоятельство позволяет сохранить для классификационных целей довольно широкое по объему понятие «семейства колчеданных месторождений» (Бетехтин, 1945), хотя по возрастному положению в истории развития геосинклиналей и некоторым геологическим условиям возникновения отдельные члены этого семейства могут относиться к разным классам гидротермальных месторождений (Смирнов, 1965₁). В составе руд месторождений всего колчеданного семейства участвуют главным образом три рудные формации: серноколчеданная, медноколчеданная и колчеданно-полиметаллическая. Каждая из этих формаций может быть представлена в тех или иных месторождениях несколькими различными ассоциациями не только второстепенных, но и главных рудообразующих минералов. Например, в пределах серноколчеданной формации встречаются существенно пиритовые, марказит-пиритовые и существенно пирротиновые руды. В медноколчеданной формации по ассоциациям главных рудных минералов могут различаться халькопирит-пиритовые, борнит-пиритовые, халькопирит-пирротиновые и другие (с участием сфалерита) разновидности руд. Наряду с месторождениями, слагающимися какой-либо одной из разновидностей, распространены и такие, в которых присутствуют две или даже три разновидности, встречаясь нередко в пределах одного и того же рудного тела (например, в японских месторождениях типа Куроко). Закономерное размещение разновидностей колчеданных руд в том или ином месторождении позволяет говорить о проявлении в нем эндогенной рудной зональности.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАННЫХ ОБ ЭНДОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящем обзоре характеризуется эндогенная зональность главным образом тех месторождений колчеданного семейства, промышленная ценность которых определяется присутствием в их рудах минералов меди (халькопирит, борнит, халькозин, блеклая руда, энаргит) и цинка (сфалерит, вюртцит). При этом главным по объему рудообразующим ми-

нералом является пирит (изредка с участием марказита), с которым связана главная масса другого полезного компонента колчеданных руд — серы. Кроме того, в рудах колчеданных месторождений встречаются пирротин, играющий роль главного рудного минерала в некоторых разновидностях руд, галенит, арсенопирит, аргентит, магнетит и другие более редкие рудные минералы.

Для пирита колчеданных руд характерна микроскопическая зональность роста, выявляемая в отраженном свете после травления (Иванов, 1950); в результате значительного регионального метаморфизма колчеданных руд зональность роста пирита становится неотчетливой. Главными нерудными спутниками сульфидов в колчеданных рудах являются кварц, серицит и хлорит, наряду с которыми в подчиненных количествах встречаются кальцит, сидерит и другие карбонаты, барит, гипс и рутил. В зависимости от относительных объемов рудных и нерудных минералов различаются сплошные и вкрапленные руды. В настоящее время приняты следующие кондиции для технологической (металлургической) сертификации колчеданных руд (Гудалин, Ковалев, 1951, стр. 52) (табл. 1).

Таблица 1. Сертификация колчеданных руд по Г. Г. Гудалину, Ф. И. Ковалеву, 1951)

Металлургические сорта руд	Содержание, вес. %			
	меди	цинка	серы	нерастворимого остатка
<i>Сплошные руды</i>				
Серный колчедан	<0,7	<2,5	>35	<16
Медистый колчедан для норвежской плавки	>2,0	<2,5	>38	<16
Медистый колчедан ватержакетный	>2,0	<2,5	<38	<16
Медистый колчедан для обогащения	>0,7	<2,5	Без ограничений	<30
Цинково-медистый колчедан	>0,7	>2,5		<30
<i>Вкрапленные руды</i>				
Медистый вкрапленник	>0,7	Без ограничений	»	>30

Учет вещественного состава первичных сульфидных руд по главным полезным компонентам, производимый при геологической документации и подсчете запасов, несомненно, способствует выявлению эндогенной зональности и степени ее контрастности в пределах рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел. Но технологическая классификация колчеданных руд не совпадает с их естественной классификацией, когда различается та или иная разновидность руды, слагаемая ассоциацией рудных минералов, возникших почти одновременно при воздействии одного и того же рудоносного раствора. Примером подобной более естественной классификации может служить различие японскими геологами, нередко в пределах одного и того же колчеданного месторождения (типа Куроко), не менее чем трех типичных разновидностей руды: кремнистой густовкрапленной или прожилково-вкрапленной руды с пиритом и халькопиритом, желтой массивной руды халькопирит-пиритового состава и черной массивной руды сфалерит-галенит-теннантит-баритового состава. В пограничных участках между зонами развития этих руд встречаются переходные разновидности, в которых совмещаются те или иные минеральные ассоциации главных разновидностей. Таким образом, для выяснения более обстоятельной картины рудной зональности и ее генезиса необходимо текстурно-парагенетическое изучение строения рудных тел наряду с характеристикой зональности ореолов

первичного рассеяния вокруг них и метасоматической зональности рудовмещающих толщ. Такому детальному изучению подверглись пока лишь единичные колчеданные месторождения.

В случаях проявления зональности в пределах месторождения или непосредственно в самих колчеданных телах полезно различать пространственную направленность ее по отношению к элементам залегания или контурам рудных тел. Так, наряду с примерами зональности по падению или по простиранию колчеданных тел, встречаются многочисленные примеры так называемой поперечной зональности, направленной от одного бока пластообразного или таблитчатого рудного тела к другому. Уже давно происхождение таких различий в отношениях зональности к контурам рудных тел связывалось с различиями в степени наклона рудоуплотняющей структуры в период рудоотложения (Логинов, 1950, 1958₁).

В колчеданных телах, где рудоотложение происходило под контролем крутонаклонных или вертикальных геологических структур (например, вертикальных трещин, дорудных даек, крутопадающих контактов напластования), формировалась преимущественно вертикальная зональность по их падению. В этом случае серноколчеданные руды обычно занимают более глубинное положение по падению рудных тел, чем их медистые разновидности, которые в свою очередь иногда сменяются вверх по восстанию цинково-медистыми колчеданами. Такая зональность по падению рудных тел нередко сочетается с горизонтальной (продольной) зональностью по их простиранию, когда подобно их верхним флангам сульфиды меди и цинка обогащаются и фланги по простиранию. Этот тип зональности проявился, например, в Кабанском (Логинов, 1950; Первов, 1958₂) и Заводском (Первов, 1958₁; Курицина, 1958) месторождениях на Среднем Урале.

В пластообразных колчеданных залежах, обладавших первично пологим (или даже горизонтальным) залеганием, возникала, как правило, вертикальная зональность по направленной от их лежачего бока к висячему, т. е. поперек залежей. Эта поперечная вертикальная зональность пологих залежей, как и продольная вертикальная зональность крутонаклонных колчеданных тел, является в общем случае асимметричной, поскольку серно-колчеданные руды тяготеют в своем размещении к одной части залежи (в данном случае к ее лежачему боку), а медистые и цинково-медистые руды — к висячему боку. Такая вертикальная зональность обычно сочетается с горизонтальной зональностью в направлении от зонально построенного центра залежи к ее флангам, представленным более медистыми или цинково-медистыми разновидностями колчеданных руд. В отличие от аналогичной «фланговой» зональности (по простиранию и вверх по падению) колчеданных тел, возникавших в условиях контроля над рудоотложением крутопадающими геологическими структурами, возрастание содержания сульфидов меди и цинка в пологонаклонных колчеданных залежах происходит, как правило, по направлению ко всем их флангам, т. е. и в сторону нижнего фланга, или вниз по пологому падению залежей. Таким образом, продольная или «фланговая» зональность обычно является концентрической. Поперечная вертикальная и продольная близкая к горизонтальной зональности в пологолежащих колчеданных телах, сложенных массивными рудами, дополняются развитием прожилков и вкрапленности сульфидов (преимущественно пирита) непосредственно ниже их подошвы. Эта зона вкрапленного и прожилкового оруденения (обычно непромышленного), как правило, совпадает с зоной интенсивных окolorудных изменений, слагающейся кварц-серпентинитами, кварц-хлоритовыми и т. п. породами метасоматического происхождения. В качестве примеров зональности пологолежащих колчеданных залежей ниже описываются проявления ее в Урупском месторождении на Северном Кавказе (Смирнов, Гончарова, 1960), в месторож-

дении имени XIX партсъезда на Южном Урале (Пастухов, 1961; Исмагилов, 1962₂), в Николаевском месторождении на Рудном Алтае (Иванкин, Митряева, 1956, 1957; Тарантов, Ермолаев, 1966) и других месторождениях.

Следует отметить, что пологолежащая зональная колчеданная залежь, возникшая в сравнительно древних горных породах, могла подвергнуться позднему складкообразованию и приобрести крутонаклонное, вертикальное и даже опрокинутое залегание. При этих обстоятельствах ее первоначальная вертикальная поперечная зональность могла получить вид горизонтальной зональности, а первоначальная продольная «фланговая» зональность, близкая к горизонтальной, частично становилась вертикальной зональностью, направленной вверх и вниз по падению залежи. 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.

В колчеданных линзовидных телах, имевших в период рудоотложения значительные, но не очень крутые наклоны, возникала своеобразная зональность промежуточного типа с некоторыми особенностями, присущими как вертикальным, так и горизонтальным рудным телам. Примером подобной зональности может служить строение Сибайского месторождения на Южном Урале (Прокин, 1963). Конкретная картина размещения различных по вещественному составу колчеданных руд в пределах рудных тел нередко бывает более сложной, чем описываемые типичные случаи, что особенно характерно для рудных тел, сформировавшихся под контролем нескольких дизъюнктивных структур.

Разнообразие эндогенной зональности на колчеданных месторождениях, конечно, не исчерпывается структурно-морфологическими вариациями ее по отношению к контурам рудных тел в зависимости от условий их первоначального залегания и структур, контролировавших рудоотложение. Минеральный состав колчеданных руд, слагающих те или иные зоны, аналогичные по положению их в разных рудных телах, может значительно изменяться от месторождения к месторождению. Это обстоятельство требует различения в колчеданных месторождениях нескольких минералогических типов рудной зональности. Так, наиболее распространена зональная смена серноколчеданных руд существенно пиритового состава медноколчеданными рудами, сложенными в основном пиритом и халькопиритом (с участием теннантита или тетраэдрита) и далее — с присоединением к этой ассоциации значительных количеств сфалерита — медно-цинковоколчеданными рудами. Последнее звено этого зонального ряда в некоторых месторождениях бывает представлено и собственно полиметаллическими рудами, существенно сложенными сфалеритом, галенитом и баритом, лишь с небольшим участием блеклой руды, халькопирита, пирита и других более редких сульфидов. Наиболее часто подобная зональность проявляется в колчеданных месторождениях типа Куроко в Японии, хотя и в них указанная последовательность химико-минералогических типов руд не всюду выдерживается: отдельные звенья ее выпадают или образуют незакономерное чередование.

Другое, более редкое усложнение зональности выражается в появлении зоны существенно пирротиновых руд с теми же минералами-спутниками, которые встречаются в ассоциациях с пиритом, и, кроме того, с участием пирита, магнетита, а также нередко кубанита, макинавита («валлерита»), марказита и других минералов. Зональные переходы от существенно пиритовых руд к существенно пирротиновым рудам более или менее обстоятельно изучались в Новоберезовском месторождении на Рудном Алтае (Иванкин и др., 1960), в Сибайском месторождении на Южном Урале (Прокин, 1963; Петровская, 1961_{1,2}), в месторожде-

нии Церро де Паско (Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу, 1953) и в месторождении Янахара, Япония (Hayase, Mariko, 1961; Thusue, 1962). Некоторые способы происхождения этой зональности рассматриваются ниже.

В зональности колчеданных месторождений участвуют также медно-колчеданные руды, в которых вместо халькопирита или наряду с ними присутствует борнит. Последний нередко сопровождается гипогенным халькозином и энаргитом, а иногда значительными количествами теннантита. Строение рудных тел, в которых имеются зоны, сложенные медноколчеданными рудами борнитного типа, изучалось пока в немногих месторождениях, в частности в месторождении Восточная Левиха на Среднем Урале (Пэк, 1950), в Урупском (Смирнов, Гончарова, 1960) и Худесском (Скрипченко, 1964) месторождениях на Северном Кавказе. Присутствие борнитосодержащих колчеданных руд отмечалось и в других месторождениях на Урале: имени III Интернационала (Заварицкий, 1950; Шадлун, 1950; Червяковский, 1958), Дзержинском (Иванов, Егоров, 1958), Гайском (Пшеничный, Шадлун, 1962).

Наряду с эндогенной зональностью рудных тел в колчеданных месторождениях широко распространена зональность гидротермального выщелачивания боковых пород. Двусторонне-симметричные метасоматические колонки, вмещающие ту или иную крутопадающую колчеданную залежь, бывают по минеральному составу довольно разнообразными. Однако внутренние зоны их обычно принадлежат к формации вторичных кварцитов, а внешние — сходны с породами формации пропилитов. Самая внутренняя зона колонки гидротермального выщелачивания на колчеданных месторождениях обычно складается либо монакварцитами, либо кварц-серицитовыми породами с вкрапленностью пирита; далее к периферии колонки последовательно располагаются кварц-серицит-хлоритовые породы с вкрапленным пиритом, кварц-хлоритовые породы с сохранившимся альбитизированным плагиоклазом и с пиритом, кварц-альбит-карбонат-хлоритовые породы с пиритом, кварц-хлорит-альбит-эпидотовые породы с гематитом. В менее метаморфизованных месторождениях внешние зоны ореолов гидротермального выщелачивания содержат наряду с хлоритом монтмориллонит, сапонит, селадонит.

Колчеданные тела редко локализируются в середине подобной колонки; чаще они размещаются в более внешних ее зонах, например между кварц-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми породами или же на границе последних со следующей зоной (Логоинов, 1950; Буадзе, 1961; Прокин, 1963, 1967; Прокин и др., 1963; Алиев, 1966). При этом те рудные тела, которые располагаются в более внешних зонах колонки гидротермального изменения боковых пород, более богаты сульфидами меди и цинка, чем рудные тела среди внутренних зон той же колонки. В более редких случаях внутренние части метасоматических колонок на колчеданных месторождениях представлены высокоглиноземистыми разновидностями формации вторичных кварцитов: корунд-андалузитовыми, диаспор-пиррофиллитовыми, диаспор-зуниитовыми, зуниит-алузитовыми, кварц-алузитовыми и т. п. породами. Метасоматические изменения такого рода изучались во вмещающих породах некоторых серноколчеданных месторождений; Южно-Кабанского на Среднем Урале (Логоинов, 1951), Чирагидзорского в Закавказье (Алиев, 1959, 1966; Кашкай, Алиев, 1960), Тандзутского в Закавказье (Ачикгезян, 1964).

Следует отметить некоторое соответствие между элементами первичного залегания колчеданных тел и общим строением и ориентировкой вмещающей метасоматической колонки. Так, колчеданные тела, возникшие под контролем крутопадающих геологических структур (зон трещиноватости, даек, крутых контактов напластования), сопровождаются, как правило, двусторонне-симметричными ореолами гидротермального изменения, в которых границы между зонами имеют такое крутое

падение и приблизительно такое же простираение, как и у рудных тел. Симметрично расположенные одинаковые зоны ореола смыкаются вверх по возманию, обычно на уровне оруденения; местами такое замыкание ореола происходит и по простираанию его недалеко от рудных тел. Колчеданные же залежи, обладавшие первично-пологим залеганием, сопровождаются первично-пологими границами зон гидротермального изменения, грубо согласными с напластованиями горных пород. Отмеченное соответствие свидетельствует о геологически почти одновременном развитии как рудоотложения, так и гидротермального изменения вмещающих толщ под контролем либо одних и тех же, либо близких по возрасту элементов структуры. Однако при первично-пологом залегании колчеданных тел каналы инфильтрации минерализующих растворов (в виде сети трещин или более крупных дизъюнктивов) имели нередко крутое падение и заканчивались сверху у лежащего бока рудного тела, ниже экранирующей его толщ менее пористых горных пород. В связи с этим обстоятельством колонка метасоматических изменений, контролировавшаяся здесь (как и оруденение) контактами напластования, не имеет симметричного строения, как и вертикальная зональность рудного тела. В этом случае околорудные изменения, представленные кварц-серпичитовыми породами с прожилками и вкрапленностью сульфидов, были отчетливо выражены лишь в лежащем боку рудных залежей, а более нижние и внутренние зоны колонки не прослеживались. Отсутствие ясно выраженных околорудных изменений висячем боку некоторых пологолежащих колчеданных залежей дает основание приписывать им гидротермально-осадочное сингенетичное происхождение вблизи выходов подводящих фумаролл (Смирнов, 1960, 1965¹, 1968; Скрипченко, 1963).

В более редких случаях зональность гидротермального изменения прослеживается во вмещающих породах как лежащего, так и висячего бока пологолежащих колчеданных залежей с размещением последних приблизительно в центральной зоне симметрично построенного ореола этих изменений. Таковы крупные серноколчеданные месторождения Мацуо и Абута в Японии (Takeuchi, Takahashi, Abe, 1966), метасоматически возникшие на очень малых глубинах в субэвральных вулканогенных толщах четвертичного возраста.

В пределах ореолов гидротермально измененных пород около колчеданных рудных тел устанавливаются ореолы эндогенного рассеяния рудообразующих элементов. Эти ореолы выявляются систематическим опробованием вмещающих пород и последующими анализами проб полуквантитативным спектральным методом, а для части элементов также дитизоновым и полярографическим методами. Степени концентрации элементов в данной пробе, а также коэффициенты их минерализации¹ в ореоле рассеяния или его отдельной зоне устанавливаются сравнением с фоновыми содержаниями элементов в данном районе или рудном поле.

Согласно обобщениям Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова (1970) о разнообразии формы эндогенных геохимических ореолов, в соответствии со структурно-морфологическими типами колчеданных месторождений могут различаться: а) ореолы месторождений, где колчеданные залежи имели первоначально пологое залегание, согласное с вмещающими породами (Маднеульское, Ахталское, Молодежное, Комсомольское и др.); б) ореолы около колчеданных тел, возникших в крутопадающих структурах (Красногвардейское, Заводское, Джусинское и др.); в) ореолы месторождений, приуроченных к комбинированным структурам с сочетанием согласных пологозалегающих и секущих крутопадающих рудных тел (Шамлугское, Гайское и др.). В колчеданных месторождениях метасоматического генезиса морфология эндогенных орео-

¹ Коэффициент минерализации данного элемента равен проценту его содержания выше фоновых во всех пробах данного участка (Гинзбург, 1960)

лов рассеяния зависит также и от присутствия над рудными телами экранирующих толщ. Поэтому можно различать как экранированные, так и сквозные ореолы, которые развивались на значительное расстояние над рудными телами. Кроме того, слабое проявление или даже отсутствие ореолов рассеяния в надрудных толщах, характерно для месторождений гидротермально-осадочного происхождения (например, Урупское и Худесское месторождения на Северном Кавказе).

Размеры эндогенных геохимических ореолов в несколько раз превышают размеры рудных тел, но зависят и от таких условий, как технические возможности анализа, местный геохимический фон и принятый уровень аномальных содержаний тех или иных элементов-индикаторов. Л. Н. Овчинников и Э. Н. Баранов (1970) отмечают, что в связи с сульфидной формой нахождения большинства элементов-индикаторов в ореолах границы последних можно расширить в 1,5—2 раза путем изучения тяжелых фракций пород, в которых концентрируются пирит и другие сульфиды. При этом эндогенные ореолы отдельных рудных тел в пределах месторождения обычно сливаются между собой, образуя крупный общий ореол; абсолютная величина эндогенных ореолов рассеяния определяется не столько размерами рудных тел, сколько протяженностью рудоконтролирующих структур: например, в пределах Маднеульского рудного поля ореолы отдельных месторождений и рудопроявлений сливаются и образуют зоны длиной более 10 км.

По данным К. М. Муканова и Г. И. Россмана (1960), в зонах смятия, вмещающих крутопадающие рудные тела колчеданно-полиметаллических месторождений на рудном Алтае, ширина ореолов рассеяния не превышает 100—200 м, хотя по опережающим дорудным дизъюнктивам вкост простирания Иртышской рудной зоны ореол рассеяния был прослежен на 200—400 м. На флангах таких же месторождений горизонтальная протяженность ореолов рассеяния достигает до 2 км. Л. Н. Овчинников и Э. Н. Баранов (1970) считают, что вертикальные размеры ореолов в колчеданных месторождениях могут также достигать 1,5—2 км, хотя вверх по восстанию контролирующих структур ореолы обычно срезаются эрозионной поверхностью. Так, максимальная протяженность эндогенных ореолов над рудными телами до 1 км была отмечена на северном фланге Гайского месторождения (Южный Урал). В отличие от этого на Худесском месторождении (Северный Кавказ) ореол висячем боку промежуточной рудной залежи практически отсутствует (см. фиг. 5 в работе Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова, 1970), что согласуется с представлением о гидротермально-осадочном происхождении медноколчеданных руд этого месторождения (Скрипченко, 1964).

Конусообразная конфигурация ореола в лежачем боку данной крутопадающей колчеданной залежи указывает на первоначально горизонтальное ее залегание. В отношении к колчеданному рудному телу ореол первичного рассеяния может рассматриваться как особая зона непромышленной убого-вкрапленной рудной минерализации; поэтому вещественный состав ореолов рассеяния и их отдельных зон соответствует вещественному составу и зональности рудных тел. Так, для колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая (Николаевского, Березовского, Шемонахинского, Рулихинского, Иртышского) в составе типоморфного комплекса элементов-индикаторов, образующих ореолы первичного рассеяния, установлены Zn, Pb, Cu, Ag, Au, Ba, Sb, As, Hg, Mo, Bi, Te, In, Cd, Ge, а для медноколчеданного Успенского месторождения в Казахстане — лишь Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Mo, As, Sb, Hg (Муканов, Россман, 1960). Согласно Г. Н. Засухину (1960), для медноколчеданных месторождений на Урале первичные ореолы рассеяния, установленные спектральными анализами, представлены следующими элементами: Cu, Zn, Pb, Ag, Mo, Ba, местами As, Ni, Co, Sn. При этом, по данным Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова (1970), в ореолах серноколче-

данных рудных тел (Андреевское, Зюзельское месторождения, Средний Урал) широко и интенсивно проявлены Co и Mo , тогда как Cu , Zn , Pb и Ba присутствуют в низких концентрациях. В ореолах колчеданно-полиметаллических месторождений по сравнению с ореолами медноколчеданных возрастает относительное содержание Zn , Pb , Ba и Ag и уменьшается — Cu , Co , Mo .

Соответственно в Алайгирском свинцовом месторождении в Казахстане комплекс первичного рассеяния состоит из Ag , Ba , Sr , Sb , As , Hg , Mo , Pb (Муканов, Россман, 1960). Таким образом, комплекс элементов-индикаторов, составляющих ореол первичного рассеяния, позволяет в общих чертах охарактеризовать вещественный состав промышленных руд сопутствующего месторождения.

Отдельные элементы в составе ореолов рассеяния встречаются как в виде собственных минералов, образующих рассеянную вкрапленность и прожилки, так и в виде примесей в других минералах. Из вкрапленных сульфидов в ореолах рассеяния колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных месторождений преобладающе распространен пирит и гораздо реже другие сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит). В их составе наблюдаются те же элементы-примеси, что и в минералах рудного тела. Так, для Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения на Алтае в рассеянных галенитах определены Ag , Bi , в сфалеритах — Cd , Cu , редко Ga ; в халькопиритах — Bi ; в пиритах — Cu , Mo , Zn , Pb , Ni , реже Bi , Ag и др. В составе серицита обнаружен Pb (до 0,01%) и в составе хлорита — Zn (до 0,01%) (Муканов, Россман, 1960).

Зональность же самих ореолов рассеяния проявляется в различной протяженности их для разных рассеянных элементов, а также в различной степени концентрации разных элементов с приближением к рудным телам. Так, по данным тех же авторов, протяженность ореолов над пологозалегающими колчеданно-полиметаллическими залежами на Рудном Алтае бывает большей для Zn (200—500 м) и меньшей для Pb , Cu и Ba (60—400 м). При этом Ag , Bi , Sb встречаются преимущественно в центральных частях ореола, а As проявляет тенденцию к рассеянию вверх по восстановлению рудных тел. В числе элементов-примесей в составе вкрапленного пирита Zn , Pb , Ga (местами также Bi и Ag) появляются преимущественно вблизи рудного тела. Для других элементов-примесей (Co , Ni , Mo) в составе пирита ореолы рассеяния являются более обширными. По более поздним данным Г. И. Россмана (1966), на разных колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая картина зональности ореолов первичного рассеяния бывает неодинаковой.

В медноколчеданных месторождениях Южного Урала, по данным Г. Н. Засухина и Л. А. Логиновой (1963), относительно большими размерами характеризуются ореолы первичного рассеяния меди. По простиранию рудных тел медь в содержаниях выше фоновых прослеживается на расстояния до нескольких сотен метров. В висячих и лежачих боках ореолы первичного рассеяния меди достигают 150—200 м. Устойчивая непрерывная зона обогащения свинцом в висячих и лежачих боках рудных тел обычно распространяется на расстояние до 30 м от последних, а с перерывами — до 100—120 м. На таких же расстояниях прослеживаются серебро и молибден, хотя устойчивое присутствие их отмечается обычно в интервале 10—15 м от висячего или лежачего бока рудного тела. Молибден часто образует повышенные концентрации в зонах окварцевания на флангах рудных тел.

Отмеченные закономерности зональности эндогенных ореолов рассеяния в колчеданных месторождениях подверглись уточнению и систематизации в недавней работе Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова (1970). «В ореолах различается поперечная (вкряст рудовмещающих

структур) и продольная (вдоль рудовмещающих структур) зональность. Оба вида зональности могут проявляться как в плане, так и по вертикали... Вертикальная (поперечная или продольная — в зависимости от элементов залегания структур) зональность ореолов... в общем виде обуславливается преимущественным накоплением бария, серебра, свинца и цинка в верхних зонах ореолов, а меди, молибдена, кобальта, висмута — в нижних зонах. Мышьяк в ореолах обычно накапливается в надрудных зонах, но при наличии экранирующих горизонтов ореолы мышьяка над рудными телами могут и отсутствовать. Ореолы йода проявляются только во внешних надрудных зонах...

Зональность ореолов в плане проявляется менее отчетливо, чем в вертикальных разрезах. Наиболее изучена поперечная зональность крутопадающих тел, которая... выражается в преимущественном развитии ореолов надрудных элементов-индикаторов (Zn, Pb, Ba, Ag) в висячем боку рудных тел, а ореолов подрудных элементов-индикаторов (Co, Mo, Bi) — в лежачем» (стр. 19, 20). В статье этих авторов наряду с более подробным рассмотрением изученных ими зональных эндогенных ореолов на некоторых колчеданных месторождениях отмечается пространственная взаимосвязь размещения элементов-индикаторов в ореолах и колчеданных руд в рудных телах: серноколчеданные руды располагаются на уровне интенсивных ореолов кобальта и молибдена, медноколчеданные руды — на уровне интенсивных ореолов меди и цинка, колчеданно-полиметаллические — на уровне интенсивных ореолов меди, цинка и свинца, барит-полиметаллические — на уровне интенсивных ореолов свинца и бария. В наиболее полном виде такое соответствие между зональностью рудных тел и зональностью ореолов рассеяния установлено на Маднеульском (Грузинская ССР) и Озерном (Южный Урал) месторождениях. В ряде других месторождений зональность колчеданной минерализации выражена в эндогенных геохимических ореолах полнее, чем в самих рудных телах. При этом характерно, что ореолы рассеяния распространяются и далеко за пределы макроскопически выделяемых зон гидротермального изменения рудовмещающих пород. Л. Н. Овчинников и Э. Н. Баранов (1970) также подчеркивают, что концентрация некоторых элементов в ореолах может быть более высокой, чем в рудных телах. Таковы, например, концентрации свинца, бария и цинка в ореолах медноколчеданных тел месторождения Маднеули и Квемо-Болниси (Грузинская ССР), концентрация мышьяка — в ореоле Шамлугского месторождения (Армянская ССР) и концентрации бария, свинца, серебра в ореоле Озерного месторождения (Южный Урал).

По данным японских ученых (Jshikawa et al., 1962), на пяти медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях типа Куроко в Японии (Тсутситизава и Дояшаки на руднике Ханаока, Ямабуки на руднике Ханава, Хонко и Татейши на руднике Камиката) с приближением к рудным телам содержания элементов Cu, Pb, Ga, Ba, V, Cr, Ni, В возрастают по логарифмическим кривым, хотя для Ga, В и V такая тенденция к околорудной концентрации менее заметна.

Судя по литературным данным, закономерности зональности ореолов эндогенного рассеяния на колчеданных месторождениях СССР изучены лучше, чем за рубежом. Процесс формирования этих ореолов кратко характеризуется далее в нашей статье.

Наряду с эндогенной зональностью руд в пределах единичных колчеданных тел и зональностью гидротермального изменения и эндогенного рассеяния около них зональность проявляется нередко и в рамках всего месторождения, представленного несколькими рудными телами, или даже в пределах целого рудного поля. В подобных случаях рудные тела, сложенные серноколчеданными и маломедистыми разновидностями руд, уступают место в каком-либо направлении рудным телам медноколчеданного состава, а последние иногда сменяются в том же направлении скоп-

лениями медно-цинковых сульфидных руд; это имеет место, например, в Левихинских месторождениях на Среднем Урале (Пэк, 1950; Поткин, 1958). Эндогенная зональность в еще более крупных чертах выражается в закономерном размещении рудных полей, заключающих в себе колчеданные месторождения с разным вещественным составом руд и соотвественно с некоторыми отличиями гидротермального изменения вмещающих пород. Некоторые наиболее отчетливые примеры подобной зональности колчеданного оруденения в пределах рудоносных районов, рудных полей и отдельных месторождений описываются ниже наряду с примерами эндогенной зональности единичных колчеданных залежей.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЙ ЭНДОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РУДОНОСНЫХ РАЙОНАХ, В РУДНЫХ ПОЛЯХ, В ОТДЕЛЬНЫХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И РУДНЫХ ТЕЛАХ

Пример зональности рудоносных районов

915
Горизонтальная зональность сульфидных месторождений в пределах Рудного Алтая была впервые отмечена в 1919 г. В. К. Котульским, который различал Иртышскую и Чарышскую рудные зоны существенно медных (медно-цинковых) месторождений, Змеиногорско-Риддерско-Зырянскую зону существенно свинцовых (свинцово-цинковых) месторождений. В. П. Нехоршев (1948) уточнил эту схему пространственного размещения сульфидных месторождений различного химико-минералогического состава и указал на такие вероятные факторы этой зональности, как различие температуры рудообразования в одних случаях и различие литологического состава вмещающих пород в других, подчеркнув недостаточную изученность алтайских сульфидных месторождений. Позднее Д. И. Горжевский и Г. Ф. Яковлев (1957) дали краткий обзор развития взглядов по вопросу о закономерностях размещения сульфидных месторождений Рудного Алтая и обратили внимание на различия геолого-тектонической обстановки месторождений полиметаллического и медно-цинкового профилей. Первые размещаются в осевых частях антиклинориев, где в составе вулканогенных рудовмещающих толщ резко преобладают кислые породы при значительном участии осадочных отложений в разрезах; вторые располагаются в областях более сильного прогибания, существовавшего в период осадконакопления, и характеризуются большими мощностями разрезов при меньшем участии в них осадочных и резком преобладании вулканогенных пород, в том числе среднего и основного состава. Месторождения второй группы, вероятно, возникали в более глубинных условиях и при большем участии дивьюнктивных и пликативных дислокаций по сравнению с месторождениями первой группы. Различную геологоструктурную позицию месторождений разного металлического профиля еще раз отметил Г. Ф. Яковлев: «К Иртышской зоне смятия тяготеют месторождения колчеданного ряда, вдали от нее, в антиклинориях, находятся собственно полиметаллические месторождения, и, наконец в наибольшем удалении от этой зоны смятия, обычно в синклинориях, расположены существенно свинцовые месторождения и рудопроявления» (1959, стр. 113). Северо-восточная зона смятия на Рудном Алтае также контролирует размещение колчеданных месторождений, которые здесь бывают сближены с собственно полиметаллическими месторождениями. Г. Ф. Яковлев полагает, что отмеченную зональность не следует объяснять только пульсационной теорией С. С. Смирнова (1937) и данными, опубликованными И. В. Дербиковым (1937), Ф. И. Вольфсоном, В. А. Невским (1949), А. В. Королевым (1949) и другими исследователями в отношении зависимости зональности оруденения от последовательности развития рудоносных

структур; надо принимать во внимание также и дифференциацию рудопосных растворов с изменением их физико-химических свойств на путях их движения, метасоматические и другие процессы.

Подробнее зональность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая рассмотрена П. Ф. Иванкиным (1959) для Иртышской зоны смятия. Месторождения колчеданного семейства, слагающиеся рудами серноколчеданной, медноколчеданной и полиметаллической формаций, встречаются здесь во всех известных толщах палеозоя, начиная с нижнего девона. Эти месторождения не обнаруживают прямых генетических отношений к крупным интрузивам Змеиногорского комплекса габбро-диорито-плагиигранитного состава. Установлена более тесная пространственная, структурная и возрастная связь этих месторождений с малыми интрузивами плагиигранит-порфиров, альбитофиров и порфиров верхнепалеозойского возраста. Зональность месторождений и сопутствующих гидротермальных изменений в Иртышской полосе смятия проявляется как вертикальная в соответствии с глубинами размещения закономерно отличающихся друг от друга рудных месторождений. Считается, что при возрасте оруденения не ранее начала верхнего палеозоя глубина возникновения месторождений варьировала в разных частях Иртышской полосы смятия от 2—3 до 5—6 км. Минерализация происходила метасоматическим способом в течение двух этапов. В виде предрудного этапа проявилось метасоматическое преобразование вмещающих пород, а в течение последовавшего рудного этапа — двух- или трехстадийное оруденение минералами цветных металлов и небольшим количеством жильных минералов. Устанавливаются три зоны различающейся минерализации. В верхней зоне располагаются типичные полиметаллические залежи типа Березовского месторождения со средними отношениями $Cu : Pb : Zn$ в рудах ($= 1 : 2 : 5$) и с главными элементами-спутниками в них: Sb, Au, Ag, Cd, Se, Te . Продукты предрудного изменения в этой зоне представлены хлоритизированными и доломитизированными породами, сериями жил кварца с карбонатами, хлоритом, баритом. Кроме того, хлорит и доломит образуют метасоматические жилы с вкрапленностью пирита. В средней зоне преобладающе распространены серноколчеданные и медно-цинковые месторождения (Белюсовское, Иртышское и др.) с типичным отношением $Cu : Pb : Zn$ в рудах [$= 1 : 0,5 : (2-4)$] при повышении в них распространения As и снижении участия Sb, Au, Ag, Te сравнительно с месторождениями верхней зоны. Типичными продуктами околорудного изменения здесь являются серицит-кварцевые породы с присутствием местами вторичных кварцитов, содержащих высокоглиноземистые минералы — андалузит, дистен, пирофиллит и другие. В нижней зоне преобладают пирит-халькопирит-пирротиновые залежи с магнетитом, ильменитом, марматитом и арсениопиритом (Вавилонская и Карчигинская группы месторождений). Типично отношение $Cu : Pb : Zn = 1 : 0,9$, а характерными примесями или элементами-спутниками являются Co, Ti, Pb . Околорудные изменения в этих месторождениях представлены кордиерит-антофиллитовыми породами с биотитом, кварцем, корундом, пиритом и мусковитом. Такими минералами замещались кристаллические и филлитовидные сланцы.

П. Ф. Иванкин (1959) предполагает, что все три зоны оруденения образуют единую протяженную колонку в направлении движения растворов снизу вверх. Длина такой колонки для Березовско-Белюсовского рудного поля равна около 7—8 км (Воробьев и др., 1960). Предрудный этап минерализации характеризовался сопряженностью выщелачивания и отложения. Если вода, уголекислота, сера и калий являлись сквозными привнесенными элементами колонки, то натрий, кальций, магний и железо (серноколчеданной стадии) в основном переотлагались из ее средней части в верхнюю, а также в боковые участки средней зоны. Здесь эти элементы осаждались в виде характерных минералов в связи с нейтра-

лизацией и понижением температуры растворов. Отсутствие явлений выщелачивания в нижней зоне предположительно объясняется малоконденсированным, существенно газообразным состоянием флюидов. Отстающие части рудоносного раствора обогащались железом, магнием, медью, титаном и кобальтом, а обеднялись серой, водой, углекислотой, отлагая руды медно-пирротинового ряда. С другой стороны, опережающие массы раствора, богатые водой, углекислотой, серой и щелочами, обогащались также элементами — Pb, Zn, Sb, Au, Ag, Cd и Fe — и отлагали полиметаллические руды на уровне верхней зоны. Отклонения от приведенной схемы вертикальной зональности оруденения и околорудного изменения объясняются П. Ф. Иванкиным (1959) влиянием местных структур и внутриминерализационных тектонических движений. Охарактеризованная схема рудной зональности, к сожалению, не подвергалась еще более детальному исследованию.

З. В. Сидоренко связывает происхождение алтайских сульфидных месторождений с глубинными источниками интрузий Змеиногорского габбро-плагиогранитного комплекса. «Рудный процесс начался..., когда интрузии затвердели и уже значительно остыли. Однако он протекал еще в условиях заметного прогресса среды, что явилось основной причиной изменения состава рудных растворов и, соответственно, вещественного состава руд в пространстве» (1963, стр. 181). «К медно-цинковой зоне приурочены почти все обнажающиеся на поверхности интрузивные массивы основных, средних и кислых пород Змеиногорского комплекса, отсутствующие в свинцово-цинковой зоне... Имеет место закономерное распределение разнотемпературных месторождений относительно области развития намюрских интрузий, т. е. проявляется фациальная геотермическая зональность, связанная с этими интрузиями» (там же, стр. 179).

Примеры зональности рудных полей и колчеданных месторождений с рудными телами разного вещественного состава

В СССР эндогенная зональность такого масштаба известна, например, в нескольких колчеданных полях восточного склона Урала. Ниже приводятся два типичных примера.

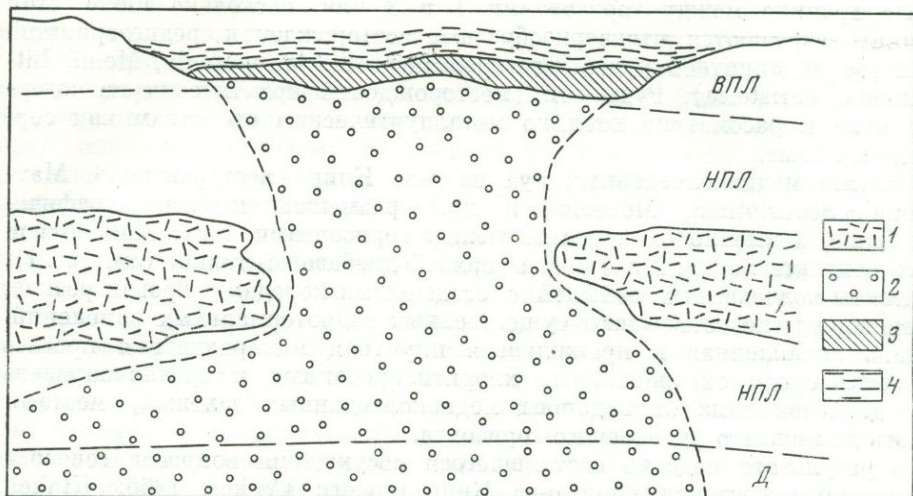
По данным Г. Ф. Червяковского (1958), на месторождении им. III Интернационала (Средний Урал) серноколчеданные руды зоны шахты Серной располагаются в лежачем боку соседней к востоку зоны медноколчеданных руд шахты имени Шмидта. Рудные залежи той и другой зоны согласны с напластованием вмещающих вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород: туфов андезитового состава, альбитофиров, филлитовидных кремнистых сланцев, превращенных около колчеданных руд в кварц-серицитовые породы. Падение колчеданных залежей в обеих зонах восточное под углами $65-70^\circ$ в верхних горизонтах рудника, но глубже горизонта 275 м оно становится более пологим (вплоть до 35°). Расстояние между обеими зонами не превышает 70—80 м. В составе рудных тел западной зоны распространены исключительно пиритные (серноколчеданные) руды, а в строении рудных тел восточной зоны (шахты имени Шмидта) наряду с халькопирит-пиритовыми и халькопирит-сфалерит-пиритовыми рудами принимают участие борнит-пиритовые и сфалерит-борнит-пиритовые руды. Еще восточнее располагаются колчеданные залежи зоны шахты им. XV годовщины Октября, падающие согласно с вмещающими их породами к восток-юго-востоку под углом около 80° . Простирание этой зоны СВ $18-20^\circ$ в отличие от почти меридионального и местами северо-западного простирания западных зон. В связи с несогласием в простирании и падении рудных зон они сближаются вниз по падению и к югу по простиранию, но не пересекаются. Это обстоятельство позволило некоторым геологам (Шемелин,

Мазурин, 1956) увязывать размещение рудных тел двух более восточных зон (имени Шмидта и имени XV годовщины Октября) в один рудоносный горизонт, образующий опрокинутую на запад сильно сжатую синклиналиную складку, которая погружается к северу. В таком случае серноколчеданные залежи шахты Серной принадлежат к нижележащему стратиграфическому горизонту. С этой схемой геологической структуры месторождения, осложненной кое-где дизъюнктивными нарушениями, согласуется приуроченность серноколчеданных руд в составе рудных залежей самой восточной зоны к ее восточному боку (т. е. к предположительно истинному лежащему боку, имеющему здесь опрокинутое падение). Такое залегание серноколчеданных руд в известной степени соответствует положению серноколчеданных залежей западной зоны в более низком стратиграфическом горизонте относительно соседней к востоку зоны шахты им. Шмидта. Синклиналиная структура месторождения в последние годы подтверждена детальным геологическим картированием района, расположенного непосредственно к северу от месторождения имени III Интернационала. В связи со значительным региональным динамометаморфизмом колчеданных руд этого месторождения (Шадлун, 1947) и вмещающих их пород (В. А. Заварицкий, 1950) остается невыясненным, в какой этап формирования синклиналиной складки произошло колчеданное рудоотложение в ее породах и каковы специфические условия возникновения руд разного вещественного состава и их закономерного размещения в разрезе.

Левихинские колчеданные месторождения, по данным А. В. Пэка (1950) и Ф. М. Поткина (1958), размещаются среди зеленокаменно метаморфизованных эффузивных и пирокластических толщ диабаз-альбитофировой серии среднепалеозойского возраста. К западу от месторождений (в 0,5—0,8 км) располагаются массивы плагиогранитов, кварцевых диоритов и габбро того же возраста. Рудоносная серия в пределах рудного поля расчленяется меридиональным тектоническим нарушением на две толщи — западную и восточную. Эндегенная зональность колчеданного оруденения отчетливо различается в пределах западной толщи, которая вмещает большую часть месторождений рудного поля. В этой толще с запада на восток прослеживаются следующие четыре горизонта: порфирииды, окварцованные сланцы и вторичные кварциты, возникшие из чередующихся прослоев лав и брекчий альбитофирового состава; кварц-серицитовые сланцы, происшедшие из туфов и вулканических брекчий альбитофирового состава; кварц-хлорит-серицитовые сланцы, образовавшиеся из туфов и вулканических брекчий диабазового состава; порфирииды и туфы диабазов.

К границе первого и второго горизонтов приурочены массивные серноколчеданные залежи; к границе второго и третьего — медноколчеданные залежи, а к границе третьего и четвертого — вкрапленное цинковое оруденение. «С запада на восток минерализация сменяется от существенно пиритовой через пирит-халькопиритовую, пирит-халькопирит-сфалеритовую до пирит-сфалеритовой» (Поткин, 1958, стр. 106). Расстояния между колчеданными залежами различного вещественного состава измеряются несколькими десятками метров.

Падение горных пород и сланцеватости этой толщи крутое, восточное; при этом околорудные вторичные кварциты и серицит-кварцевые сланцы являются тектонитами, испытавшими значительные воздействия динамометаморфизма (Логинов и др., 1963). Поэтому не исключена вероятность гораздо более пологого залегания рудоносных толщ в период оруденения и околорудных изменений. Таким образом, серноколчеданное оруденение в Левихинском рудном поле тяготеет к более низкому горизонту стратиграфического разреза рудоносных толщ и к вулканическим породам кислого состава, а медноколчеданное и цинковое — к более высоким горизонтам и основным породам того же разреза.



Фиг. 1. Схематический геологический разрез медноколчеданного месторождения Скуриотгисса на о-ве Кипр (Vokes, 1966)

Д — диабазовая толща основания разреза; ВПЛ — верхняя подушечная лава диабазов; 3 — массивная колчеданная руда; НПЛ — нижняя подушечная лава диабазов; 1 — лава без подушечной структуры; 4 — осадочная толща Перапеди; 2 — хлоритовое изменение;

Охарактеризованная зональность рудного поля Левихинских месторождений не исключает проявлений эндогенной зональности в отдельных рудных телах. Так, А. В. Пэк (1950, стр. 279—282) кратко описал поперечно-зональное строение одного из рудных тел месторождения Левихи Восточной. Западная краевая зона этого крутопадающего к востоку тела складается преимущественно пиритовыми рудами, центральная зона — рудами сфалерит-борнит-пиритового состава, а восточная краевая зона — преимущественно сфалеритовыми рудами. Параллельно прожилковидное размещение полосок сфалерита и борнита в пиритной массе центральной зоны А. В. Пэк предположительно объясняет избирательным замещением этими полосками пропластков или слоев особого, но пока неопределенного литологического состава в первоначальной пирокластической породе. Остальная часть этой породы заместилась в основном пиритом. Аналогичная зональность крупного плана в размещении рудных залежей серноколчеданного и медноколчеданного состава имеет место на Урале в рудных полях Красноуральских месторождений (Андреевское и Ново-Андреевское месторождения), Карабашских месторождений (Барнинская и Карабашская рудные зоны), Зюзельского и других месторождений.

Из зарубежных примеров подобной зональности колчеданного оруднения привлекают внимание проявления ее в неметаморфизированных месторождениях на о-ве Кипр. По данным Ф. М. Вокес (Vokes, 1966), рудовмещающая толща здесь представлена диабазовыми подушечными лавами с небольшой примесью пирокластического материала и интерстициальной яшмы. В стратиграфическом разрезе сверху различаются (фиг. 1): 1) толща диабазов основания (Д), 2) нижняя подушечная лава диабазов (НПЛ), 3) верхняя подушечная лава диабазов (ВПЛ), 4) пологозалегающая толща кремнистых слоистых пород, мергелей и известняков с фауной поздне триасового возраста (формация Перапеди). Контакт вулканических и осадочных пород местами характеризуется эрозионным несогласием и значительным рельефом (Kinkel, 1966).

На границе между горизонтами 1 и 2 или несколько ниже этой границы встречаются штокверкообразные месторождения среднезернистой существенно пиритной руды (месторождения Kokkinopezoula, Memi, Lithrodonda, Peristeria). Руды этих месторождений практически не содержат меди и рассматриваются по металлургическим свойствам как серноколчеданные.

Залежи медноколчеданных руд на о-ве Кипр (месторождения Mavrouni, Scouriotissa, Mousolos и др.) размещаются стратиграфически выше, а именно на контакте между горизонтами 2 и 3 или вблизи этого контакта между 2 и 4 среди верхней диабазовой толщи (см. фиг. 1). Контакты колчеданных залежей с осадочными породами кровли резкие, и эти породы не показывают существенных гидротермальных изменений. Однако вкрапленная и прожилковая пиритная минерализация прослеживается среди окварцованных хлоритизированных и аргиллизированных диабазов вниз от подошвы медноколчеданных залежей, местами вплоть до нижнего рудоносного горизонта.

В результате недавно состоявшегося обсуждения вопросов генезиса колчеданных месторождений о-ва Кипр геологи (Vokes, 1966; Kinkel, 1966) пришли к выводу о генетической связи оруденения с глубинными очагами вмещающих диабазовых толщ, хотя сохранились некоторые разногласия по вопросам о способах и геологической обстановке рудоотложения. При этом Ф. М. Вокес (Vokes, 1966) предполагает, что различие в вещественном составе руд месторождений, размещающихся на двух разных уровнях стратиграфического разреза, объясняется генетической связью того и другого оруденения с петрохимически неодинаковыми очагами разновозрастного базальтового вулканизма.

Примеры асимметричной поперечной вертикальной зональности в пологолежащих колчеданных залежах

Эндогенной зональности описанных выше примеров колчеданного оруденения аналогична асимметричная поперечная зональность пластообразных колчеданных залежей.

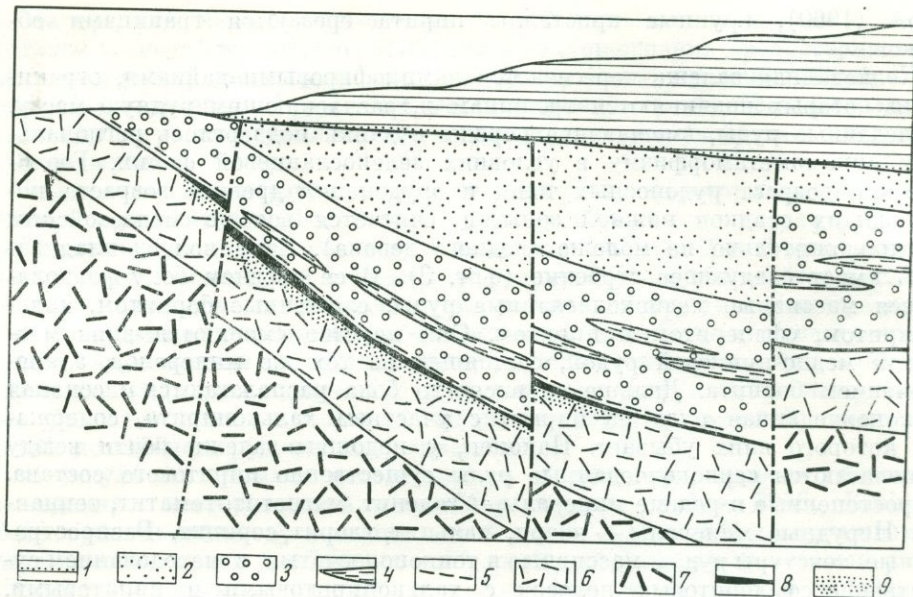
Одним из показательных примеров ее является строение главной колчеданной залежи Урупского месторождения на Северном Кавказе (Смирнов, Гончарова, 1960). Схематический геологический разрез этого месторождения изображается на фиг. 2. Кварцевые альбитофиры, слагающие лежачий бок колчеданной залежи, имеют повышенную мощность около 100—130 м, уменьшающуюся к востоку и западу до 40 м. Колчеданная залежь располагается на южном крыле пологой антиклинальной складки и приурочена к мульдообразной впадине, которая размещается по соседству с вулканогенным поднятием горы Кудой. В пределах последнего располагается жерловина древнего вулкана. Кварцевые альбитофиры у лежачего бока рудного тела сильно хлоритизированы, далее вниз они серицитизированы и еще дальше окварцованы. Эти гидротермально измененные породы содержат вкрапленность пирита и халькопирита, которая вблизи рудной залежи образует вкрапленные медные руды промышленного значения. Гидротермальные изменения распространяются вниз от лежачего бока рудного тела на расстояние до нескольких десятков метров. Висячем боку рудной залежи распространены мелкообломочные туфы среднего состава, переслаивающиеся с туфитами и кремнистыми сланцами. В центральной части рудного тела его непосредственный висячий бок слагают сургучно-красные яшмы с мощностью, колеблющейся от десятков сантиметров до 25 м. В редких случаях в них наблюдается вкрапленность сульфидов, в основном халькопирита. В вышележащих туфах встречались обломки массивной колчеданной руды, в которых, по данным В. И. Смирнова и Т. Я. Гонча-

ровой (1960), крупные кристаллы пирита срезаются границами обломков.

Колчеданная залежь пересекается лампрофировыми дайками, ограничения которых подчиняются трещинам и, расчленяющим рудную массу. Колчеданные руды, вмещающие породы и дайки подверглись региональному динамометаморфизму в условиях зеленосланцевой фации. Геологический возраст рудоносных толщ и оруденения древнее возраста покрывающих осадков нижней зоны и считается вообще палеозойским (предположительно не моложе среднего девона). Сама колчеданная залежь имеет следующее строение (фиг. 3). В ее всячем боку располагаются массивные медноколчеданные руды, сложенные борнитом, халькопиритом, сфалеритом и пиритом. Они нерезко сменяются вниз массивной медно-цинковой рудой, состоящей из тех же минералов, за исключением борнита. Дальше от всячего бока располагается массивная медноколчеданная руда из пирита с участием халькопирита, содержание которого в них убывает. Наконец, у подошвы залежи почти всюду располагаются серноколчеданные руды существенно пиритового состава. Второстепенные и редкие минералы — галенит, магнетит, гематит, теннантит. Нерудные минералы — кварц, кальцит, хлорит, серицит. Распространенные текстуры руд — массивные и тонкополосчатые с чередованием существенно сфалеритовых полосок с халькопиритовыми и пиритовыми. Ориентировка полосчатости совпадает с ориентировкой слоистости и грубой сланцеватости вмещающих пород. Имеются также вторичные брекчиевые текстуры. Структура руд гранобластическая с редкими реликтами метаколлоидных структур. Местами наблюдается интенсивный катаклиз пирита с цементацией его более пластичными и легче перекристаллизующимися минералами — халькопиритом и отчасти сфалеритом. Другие явления метаморфизма руд — скопления стебельков кварца, листочков хлорита и зерен халькопирита в «тенях давления» крупных кристаллов пирита во вкрапленных рудах, а также «альпийские жилки», представленные в рудах халькопиритом с участием сфалерита.

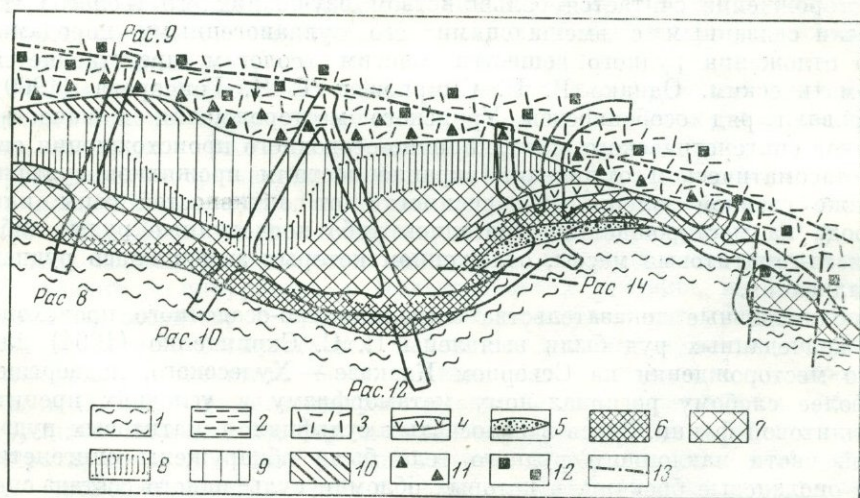
Месторождение считается большинством изучавших его геологов генетически связанным с вмещающими его вулканогенными породами. Способ отложения рудного вещества многим геологам представляется метасоматическим. Однако В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова (1960) суммировали ряд особенностей Урупского месторождения в качестве признаков сингенетического эксгальционно-осадочного происхождения его при метасоматическом отложении вкрапленности и прожилков сульфидов ниже главной залежи. В зависимости от активностей серы или кислорода на месторождении отлагались либо колчеданные руды, либо кремнисто-гематитовые массы, отложением которых завершилась рудная минерализация.

Дополнительные доказательства эксгальционно-осадочного происхождения колчеданных руд были выявлены Н. С. Скрипченко (1964) для другого месторождения на Северном Кавказе — Худесского, подвергнувшегося более слабому региональному метаморфизму в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Здесь в полосчатых сульфидно-гематитовых рудах краевой части наклонного рудного тела были обнаружены сингенетические оползневые брекчии, в которых обломки сульфидного состава сцементированы веществом полосок кремнисто-гематитового состава. В главной линзообразной залежи колчеданных руд Худесского месторождения медь концентрируется в большей степени на флангах. В частности, у восточного фланга эта рудная линза представляет тонкое пластовое тело из руды существенно халькопиритового состава, которая в некоторых отрезках рудного пласта сменяется существенно борнитовой рудой, местами с примесью халькозина. В составе этих руд участвуют полоски гематита (с примесью кремнезема) и реже полоски тонкослоистого песчаника. Мощность пласта тонкополосчатых руд составляет



Фиг. 2. Схематический геологический разрез Урупского месторождения (Смирнов, Гончарова, 1960)

- | | | |
|------------------------------------|--|---------------------------------------|
| 1 — песчаники и сланцы нижней юры; | 5 — прослой яшмовидных кремнистых сланцев висячем боку рудного тела; | 7 — диабазы и диабазовые порфириты; |
| 2 — туфы кислого состава; | 6 — кварцевые альбитофиры; | 8 — пласт массивной колчеданной руды; |
| 3 — туфы среднего состава; | | 9 — вкрапленная руда лежачего бока |
| 4 — прослой филлитов в туфах; | | |



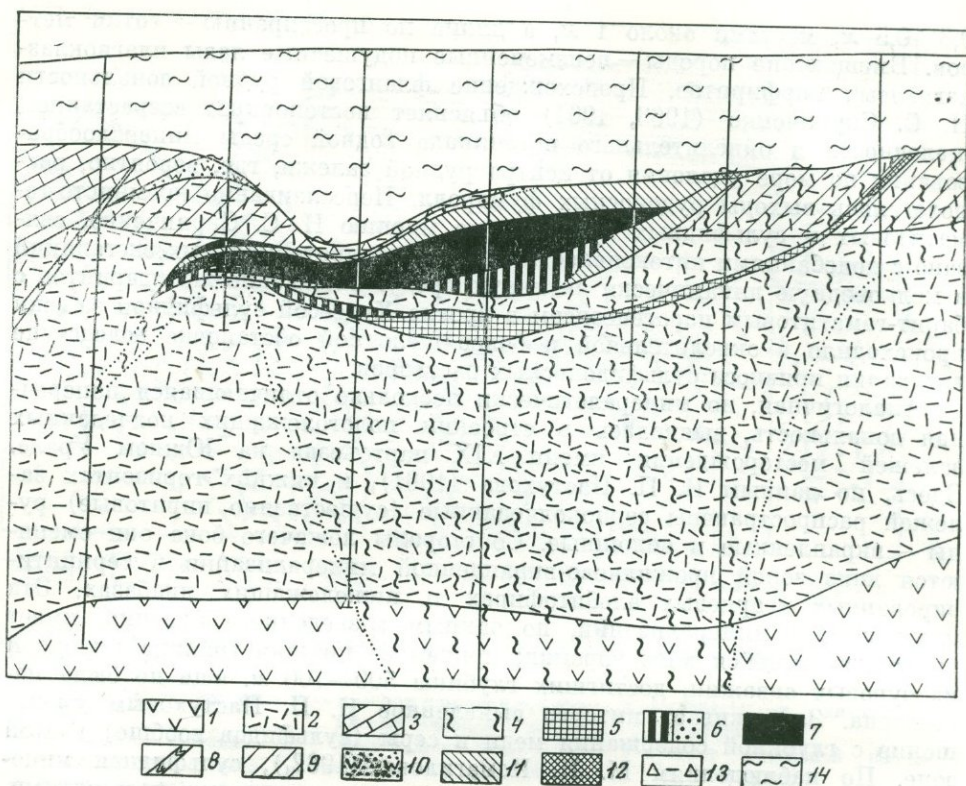
Фиг. 3. Строение рудного тела Урупского месторождения на горизонте штольни 8, по данным Урупской ГРП (Смирнов, Гончарова, 1960)

- | | | |
|--|---|---|
| 1 — кремнистые сланцы; | 7 — массивная колчеданная руда с халькопиритом и сфалеритом; | 10 — массивная колчеданная руда, существенно пиритовая; |
| 2 — кварцитоидные породы; | 8 — массивная колчеданная руда с халькопиритом; | 11 — промышленная вкрапленность сульфидов; |
| 3 — кварцевые альбитофиры; | 9 — массивная колчеданная руда, существенно пиритовая, с промышленным содержанием меди; | 12 — непромышленная вкрапленность сульфидов; |
| 4 — лампрофировые дайки; | | 13 — разрывные дислокации |
| 5 — окисленная руда; | | |
| 6 — массивная колчеданная руда с борнитом; | | |

0,3—0,5 м, местами около 1 м, а длина по простиранию — сотни метров. Вмещающие породы — неизменные подушечные лавы плагиоклаз-авгитовых порфириров. Происхождение фланговой рудной зональности Н. С. Скрипченко (1963, 1964) объясняет постепенным возрастанием щелочности и окислительного потенциала водной среды минералообразования по мере удаления от центра рудной залежи, где, вероятно, располагались выходы рудоносных фумаролл. Переслаивание кремнисто-гематитовых и сульфидных прослоев, по мнению Н. С. Скрипченко, связано с колебаниями интенсивности привноса гидротермальных эксгаляций в мелководную динамически активную среду. Осаждение же кварцитов с барит-гематитовым парагенезисом в кровле Худессой сульфидной залежи происходило в окислительной и более щелочной обстановке вследствие затухания привноса сульфидоносных растворов.

Аналогичная, но минералогически несколько отличающаяся поперечная зональность, выявилась в строении пологолежащих колчеданных залежей месторождения имени XIX партсъезда на Южном Урале. Здесь, по данным И. П. Пастухова (1961), в нижних горизонтах залежей распространены серноколчеданные (существенно пиритовые) руды — вкрашенные и сплошные. Со стороны лежачего бока они сменяются вниз зоной прожилково-вкрапленной минерализации в серицитизированных кварцевых альбитофирах и нижележащих диабазов. Эта нижняя зона минерализации, по данным разведочного бурения, имеет вид суживающейся вниз воронки; причем ее нижняя граница ни одной из буровых скважин, достигших глубины 500—700 м, еще не была пересечена. Заслуживает интерес выявленное И. П. Пастуховым уменьшение с глубиной содержания меди и серы (сульфидов вообще) в этой зоне. По наблюдениям М. И. Исмагилова (1962), сульфидная минерализация на глубоких горизонтах представлена тонкими прожилками, сложенными пиритом, кварцем и реже хлоритом. Выше, вблизи лежачего бока рудных залежей, большинство прожилков имеет полисульфидный состав. Различаются прожилки пирит-халькопиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые, сфалеритовые с галенитом и блеклой рудой, галенит-сфалерит-пиритовые и другие с присутствием кварца, барита, сидерита и кальцита почти во всех прожилках. Ориентировка прожилков разнообразная; мощность их колеблется от 0,5 до 10 см; контакты прожилков отчетливые. Большинство прожилков имеет симметрично-полосчатое строение: в единичных образцах наблюдается смена приальбандовых пиритных полосок полосками халькопирита с рассеянным мелкокристаллическим пиритом, а последних — располагающимися ближе к осевой части жилков полосками сфалерита с нерудными минералами и, наконец, тонкозернистым пиритом. В массивных серноколчеданных рудах, слагающих лежачий бок верхнего рудного тела юго-восточного участка и выклинивающиеся фланговые участки серноколчеданных залежей, М. И. Исмагилов наблюдал сеть прожилков полисульфидного состава. По его данным, на месторождении очень распространены также серноколчеданные руды с брекчиевидной текстурой, в которых обломки серного колчедана цементируются агрегатами, сложенными пиритом более поздней генерации и халькопиритом; местами в составе этого цемента присутствуют сфалерит и блеклая руда.

В сторону висячего бока серноколчеданные руды нижней зоны рудных залежей сменяются (местами через промежуточную зону пиритной вкрапленности) сначала медноколчеданными рудами, затем чередованием медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных руд (фиг. 4). По данным опробования, эти сорта руд распространены на значительно большей площади по сравнению с подстилающими серноколчеданными рудами, слагая обычно полностью и фланги залежей, и характеризуются как массивной полосчатой, так и сетчатой и брекчиевидной текстурами. В массивных медноколчеданных рудах М. И. Исмагилов (1962,)



Фиг. 4. Схематический геологический разрез месторождения имени XIX партсъезда (Пастухов, 1961)

- | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|--------------------------|--|----------------------------|---|-------------------------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------------------|--|-----------------------|-------------------------|------------|
| 1 — спилиты, плагиоклазовые и диабазовые порфириды; | 2 — кварцевые кератофиры, дациты и их туфы; | 3 — известняки D_2^2 ; | 4 — зона прожилковой и вкрапленной сульфидной минерализации, окварцевания и серицитизации; | 5 — серноколчеданные руды; | 6 — медноколчеданные и медные вкрапленные руды; | 7 — медно-цинково-колчеданные руды; | 8 — жильные диабазовые порфириды; | 9 — кора выветривания; | 10 — вторичные кремнистые породы; | 11 — супергенно измененные руды (медные и медно-цинковые); | 12 — бурые железняки; | 13 — глины и песчаники; | 14 — глины |
|---|---|--------------------------|--|----------------------------|---|-------------------------------------|-----------------------------------|------------------------|-----------------------------------|--|-----------------------|-------------------------|------------|

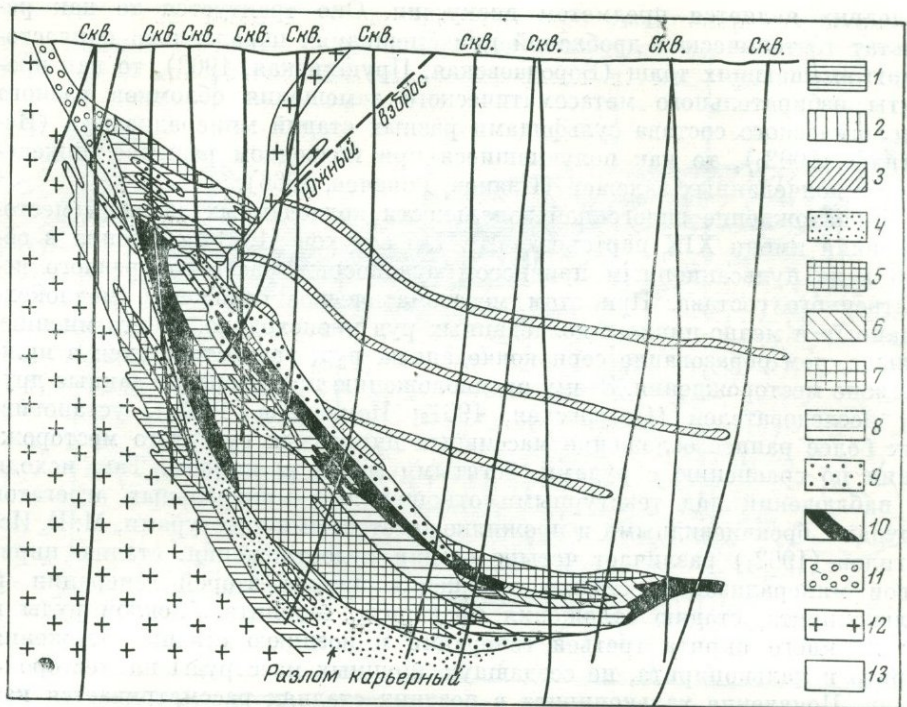
описал метасоматические прожилки, сложенные сфалеритом и колломорфным пиритом с участием блеклой руды и реже галенита, т. е. минералами цинково-колчеданных руд. В рудах же существенно сфалеритового состава встречаются прожилки, сложенные пиритом и реже пиритом с участием халькопирита. Минеральный состав этих последних жилок М. И. Исмагилов параллелизует с составом наиболее позднего пирита, слагающего осевые части симметрично построенных многосульфидных жилок или образующего наиболее поздние прожилки.

Самую верхнюю зону сульфидных залежей месторождения имени XIX партсъезда местами слагают конгломератовидные руды с обломками сульфидной руды, минеральный состав которых соответствует ее различным химико-минералогическим разностям. В других местах имеется резкий контакт массивных медно-цинково-колчеданных руд с кварцевыми альбитофирами и дацитовыми порфиритами всяческого бока. На рудовмещающую вулканогенную толщу налегает со слабо выраженным несогласием толща известняков, содержащая фауну живетского яруса девона. Прослой известковистых конгломератов в этих известняках сменяются в ряде мест конгломератовидными сульфидными рудами. Происхождение

последних является предметом дискуссии. Оно трактуется то как результат тектонических дроблений при смещениях параллельно напластованию вмещающих толщ (Бородаевская, Прушинская, 1962), то как продукты избирательного метасоматического замещения обломков разного литологического состава сульфидными разными стадиями минерализации (Исмагилов, 1962), то как получившиеся при подводном размыве нижележащих колчеданных залежей (Иванов, Рокачев, 1966).

Происхождение эндогенной зональности колчеданных залежей месторождения имени XIX партсъезда И. П. Пастухов (1961) объяснил в общем виде пульсационным привнесом рудоносных растворов разного вещественного состава. При этом метасоматическое отложение медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных руд происходило, по его мнению, раньше, чем образование серноколчеданных руд, разместившихся в нижней зоне месторождения. Этому предположению противоречат данные других исследователей (Петровская, 1961; Исмагилов, 1962), установивших более раннее отложение массивных пиритовых руд этого месторождения по сравнению с рудами, богатыми медью и цинком. Так, исходя из наблюдений над текстурными отношениями минеральных агрегатов в рудах с брекчиевидными и прожилково-сетчатыми текстурами, М. И. Исмагилов (1962) различает четыре стадии рудоотложения: стадию пиритовой минерализации, стадию отложения пирита второй генерации и халькопирита, стадию отложения сфалерита, галенита, блеклой руды и подчиненного пирита третьей генерации и позднюю стадию отложения пирита и халькопирита, не создавшую крупных масс руды на месторождении. Появление халькопирита в поздних стадиях рассматривается как результат частичного переотложения халькопирита медноколчеданной руды. Ассоциации нерудных минералов, сопровождавших рудоотложение рудных стадий, также несколько варьировали. Рудообразование завершилось отложением жилок кварца, барита и карбонатов. Еще позднее образовались жилки из гипса, кварца и гидроокислов алюминия ($Al_2O_3 \cdot 4H_2O$). Происхождение эндогенной рудной зональности этого месторождения М. И. Исмагилов объясняет неравномерным метасоматическим размещением разновозрастных ассоциаций рудных минералов под контролем нескольких проявлений внутрирудной дизъюнктивной тектоники.

Более детальному текстурно-парагенетическому изучению подвергалась зональная колчеданная залежь Николаевского месторождения на Рудном Алтае (Иванкин, Митряева, 1956, 1957). Это рудное тело приурочено к сочленению двух разломов, секущих напластование осадочно-вулканогенных толщ девона (фиг. 5). Одни части залежи располагаются в лежащем боку главного (Карьерного) разлома в породах верхнего девона, другие — в его висячем боку и заключены в породах среднего девона. Кроме очевидного структурного контроля рудоотложения крутопадающими дизъюнктивами в верхней части залежи, в ее нижней части и в пологозалегающих апофизах от ее висячего бока проявился контроль со стороны пологолежащих зон межпластовых срывов в туфах среднего девона. Размещение различных по минеральному составу и текстурам руд в поперечном разрезе рудной залежи изображается на фиг. 5. Зональное строение рудной залежи здесь в общих чертах такое же, как и у колчеданной залежи имени XIX партсъезда, но имеются и существенные отклонения от этой схемы. В результате детального изучения Николаевского месторождения здесь различается до 19 текстурно-минералогических разностей сульфидных руд. При этом в составе последних участвует пять минеральных ассоциаций, возникших в разные стадии гидротермального минералообразования (табл. 2). Возрастные отношения этих ассоциаций определялись в широко распространенных рудах, обладающих сетчатыми или брекчиевидными текстурами, где более юная ассоциация минералов образует сетку метасоматических прожилков или це-



Фиг. 5. Структурно-минералогический разрез по профилю 9 через Николаевское месторождение (Иванкин, Митряева, 1957)

- | | | |
|--|--|--|
| 1 — вкрапленность пирита с подчиненными марказитом и другими сульфидами в кварцевых порфирах и туфах; | 5 — сплошные пирит-халькопиритовые руды с прожилками сульфидов цинка, свинца и железа; | пирит-сфалеритовые (вуртцитовые) руды; |
| 2 — сплошные серноколчеданные руды (пирит, марказит); | 6 — сплошные пирит-халькопиритовые руды с прожилками и «пятнами» сульфидов цинка, свинца, железа и меди; | 9 — сплошные существенно цинковые (сфалерит, вуртцит) руды с сульфидами железа, меди и др.; |
| 3 — серноколчеданные руды (пирит, марказит, мельниковит-пирит, мельниковит), обычно со значительным количеством кварца и барита; | 7 — сплошные пирит-марказит-халькопиритовые руды с большим количеством поздних генераций сульфидов железа; | 10 — сплошные полиметаллические руды (пирит, халькопирит, сфалерит, вуртцит, галенит, марказит, мельниковит-пирит, мельниковит и др.); |
| 4 — пиритная «сыпучка»; | 8 — сплошные пирит-халько- | 11 — окисленные руды; |
| | | 12 — кварцевые порфиры; |
| | | 13 — туфы |

мент в раздробленном агрегате более древней ассоциации. Из рассмотрения подобных текстур П. Ф. Иванкин и Н. М. Митряева (1956, 1957) установили происхождение главных химико-минералогических (технологических) разновидностей руд. Так, серноколчеданные кристаллически зернистые руды представляют собою продукт метасоматического замещения горных пород минеральными ассоциациями 1-й или местами 4-й стадий без существенного участия других минеральных ассоциаций. Медноколчеданные (пирит-халькопиритовые) руды являются результатом метасоматического наложения минеральной ассоциации 2-й стадии на серноколчеданные руды, сформировавшиеся в 1-ю стадию. Между этими стадиями произошло особенно интенсивное дробление, превратившее серноколчеданную залежь и пиритизированные породы 1-й стадии в брекчию, которая подверглась дальнейшей минерализации. Перед 3-й стадией отложения сульфидов дробление было менее интенсивным. Медно-цинковые, цинковые и полиметаллические руды возникли в результате наложения минеральной ассоциации 3-й стадии на дробленные руды 2-й или 1-й стадий или непосредственно на вмещающие породы и т. д. Эти заключения в

рассматриваемых статьях доказываются рассмотрением текстурных взаимоотношений различных минеральных ассоциаций. Таким образом, зональное строение рудной залежи здесь отражает закономерную связь стадийного процесса рудоотложения с последовательными дроблениями ранее возникших минеральных агрегатов. При этом зоны локализации наиболее интенсивных внутриминерализационных деформаций и последовательного отложения новых минеральных ассоциаций здесь постепенно смещались по направлению к висячему боку и лишь местами — к лежащему боку и флангам ранее возникшей серноколчеданной залежи.

Т а б л и ц а 2. Стадия минерализации и соответствующие минеральные ассоциации Николаевского месторождения (Иванкин, Митряева, 1957)

Стадия минерализации	Минеральные ассоциации		Примечание
	в форме кристаллически зернистых агрегатов	в форме метакolloидных смесей	
1	Пирит, кварц, марказит (иногда в пирите и марказите встречаются реликтовые колломорфные структуры)	—	Господствует пирит
2	Халькопирит, блеклые руды, сфалерит, кварц, марказит пирит, мельниковит-пирит	Марказит, пирит, мельниковит-пирит, мельниковит*, сфалерит (мало)	Преобладают кристаллически зернистые разности, господствует халькопирит
3	Сфалерит, вюртцит, блеклые руды, халькопирит, пирит, мельниковит-пирит, кварц, барит, гипс	То же, что и в кристаллически зернистых агрегатах. Кроме того, присутствует мельниковит*	Господствуют сфалерит и вюртцит
4	Пирит, марказит, мельниковит-пирит, кварц, барит	Пирит, марказит, мельниковит-пирит, мельниковит*, кварц	Преобладают метакolloидные разности
5	Кварцевые и гипсовые прожилки		

* Подразумевается сажистый дисульфид железа.

С этой концепцией возникновения зональности согласуются наблюдаемые отклонения в положении полиметаллических и других разновидностей руд от идеального зонального размещения. Так, полиметаллические руды встречаются не только в висячем боку зоны пирит-халькопирит-сфалеритовых (вюртцитовых) руд, но и в лежащем боку более нижней зоны пирит-халькопиритовых руд (фиг. 5). В свою очередь руды последней разновидности разместились не только ниже пирит-халькопирит-сфалеритовых руд, но и выше последних, у висячего бока верхней и нижней частей залежи. Признаки последовательного изменения рудообразующих растворов указываются и симметрично-зональным строением некоторых метасоматических прожилков. В поперечном разрезе одного из таких прожилков с мощностью около 3 см (см. фиг. 9 в работе Иванкина, Митряевой, 1956) халькопирит слагает края прожилка, замещив агрегат пирита. Далее от краев прожилка к его центру симметрично расположилась тонкая зона сфалерита, частично замещившего по трещинам периферическую зону халькопирита. В сфалерите присутствует прерывистая цепочка галенита. Центральная зона жилки слагается вюртцитом, в котором вдоль трещинок смятия размещаются нитевидные прожилки марказита. Ответвления марказита и вюртцита пересекают как зону сфалерита, так и более внешнюю зону халькопирита. Еще позднее отлагались прожилочки халцедоновидного кварца, гипса и барита, местами с незначительным количеством галенита.

Молодые генерации сульфидов железа (пирит, марказит) рассматри-

ваются в цитируемых статьях как результат вытеснения и переотложения ранее существовавшего пирита при воздействии на него поздней порции относительно кислых растворов. Повторение минералов в последовательных минеральных ассоциациях авторы вообще склонны объяснять переотложением сульфидов, присутствовавших в более ранних ассоциациях, под воздействием новых порций рудоносного раствора. Более позднее изучение строения колчеданной залежи этого месторождения А. С. Тарантовым и К. Ф. Ермолаевым (1966) подтвердило основные выводы П. Ф. Иванкина и Н. М. Митраевой (1956, 1957), но выявило также, что отложение марказита и вюртцита было приурочено в основном к третьей стадии минерализации. В связи с предположительно кислым характером рудоносных растворов в этой стадии происходило особенно интенсивное растворение и переотложение пирита и халькопирита — главных рудообразующих минералов более ранних стадий минералообразования. Благодаря этому произошло смещение участка повышенной концентрации меди относительно ее первоначального распределения, существовавшего во 2-ой стадии минерализации.

Таким образом, опыт детального изучения строения колчеданных зон Николаевского месторождения показал, что для понимания генезиса рудной зональности необходимо объемное картирование размещения не только химико-минералогических (технологических) разностей руд, но и их разнообразных текстур с различением как минеральных парагенезисов, образовавшихся в разные стадии процесса рудоотложения, так и позднее возникших ассоциаций этих парагенезисов и переотлагавшихся минералов.

Исключительно ярко выражена поперечная эндогенная зональность, очень сходная с зональностью месторождений имени XIX партсъезда и Николаевского, в пологолежащих колчеданных залежах типа Куроко в Японии. Они размещаются согласно с напластованием риолито-базальтовых толщ среднего и реже верхнего миоцена, переслаивающихся с аргиллитами и налегающих с большим стратиграфическим перерывом на толщи палеозойского возраста. Некоторые месторождения типа Куроко размещаются над экструзивными куполами риолитов в их взрывных брекчиях. Размеры рудных залежей пластообразной или линзообразной формы достигают в плане нескольких сотен метров, а по мощности — первые десятки метров. В префектуре Акита (северная часть о-ва Хонсю) такие рудные залежи обычно располагаются в пологих депрессиях стратиграфического контакта, на дне которых нередко присутствуют залежи гипса. Углы падения рудовмещающих толщ в большинстве месторождений не превышают 20° . Некоторые исследователи (Ishii, 1964) полагают, что размещение месторождений и вмещающих их депрессий приурочено к местам пересечения дорудных сбросов субмеридионального простирания с более древними сбросами субширотного простирания. Отложения четвертичного (плейстоценового) возраста не затронуты этими смещениями и сопутствующими весьма слабыми пликативными дислокациями.

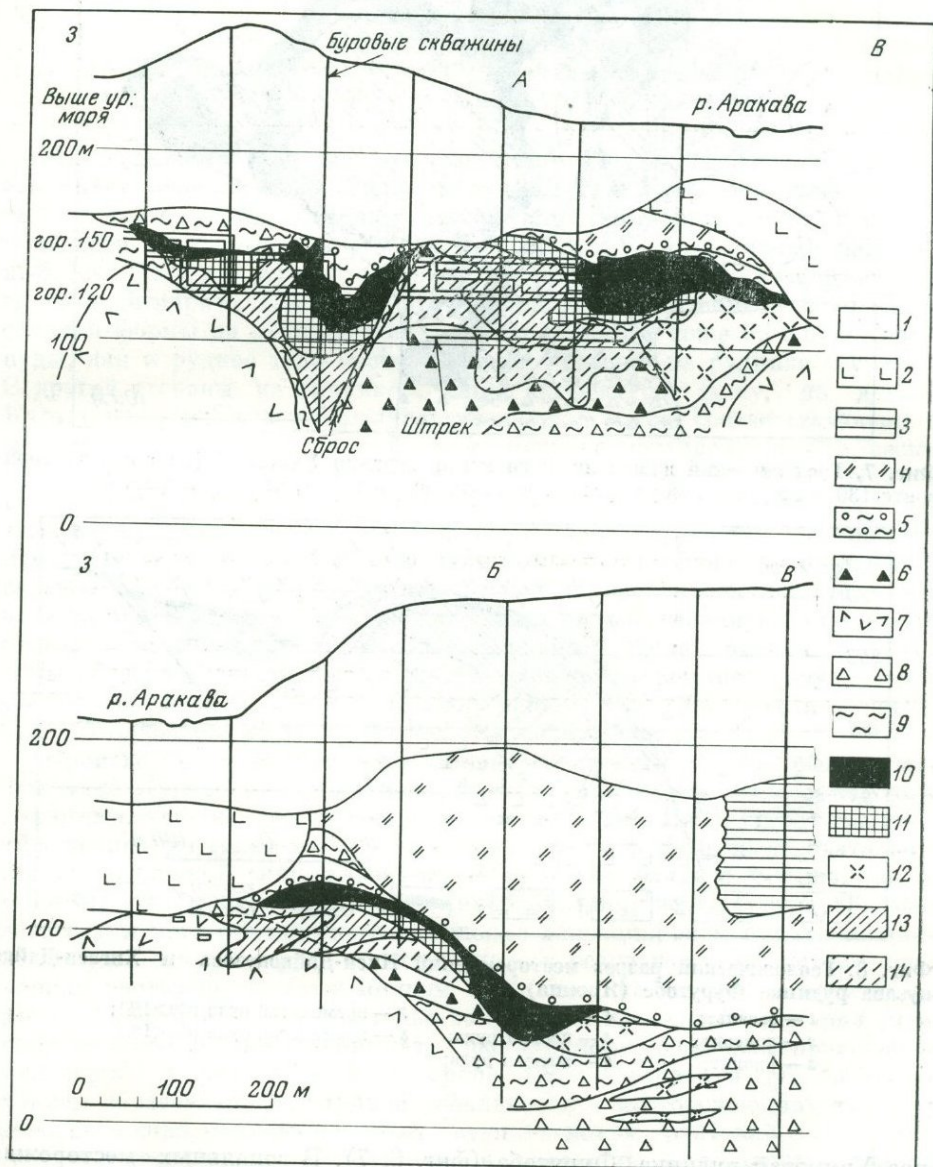
Пологолежащие рудные залежи типа Куроко слагаются массивными и прожилково-вкрапленными рудами различного химико-минералогического состава. В типично зональной рудной залежи обычно прослеживается со стороны всячего бока к лежащему боку последовательность следующих зон.

- 1) зона черной («куроко») массивной руды, сложенной галенитом, сфалеритом, баритом с небольшими количествами пирита, халькопирита, тетраэдрита, изредка гематита; вблизи всячего бока руда обогащается золотом и серебром;

- 2) зона желтой («око») массивной руды, сложенной существенно халькопиритом и пиритом, местами с небольшими количествами борнита и халькозина;

3) зона кремнистой («кейко») руды прожилково-вкрапленного типа, имеющей существенно пиритовый состав с участием халькопирита (эта зона переходит по направлению книзу в непромышленную вкрапленность сульфидов).

Подобная зональность отмечается в ряде колчеданных залежей на рудниках Козака, Ханаока, Шаканаи, Фурутобе, Иошино и др. Примерами этой зональности могут служить месторождения Западное и Восточ-

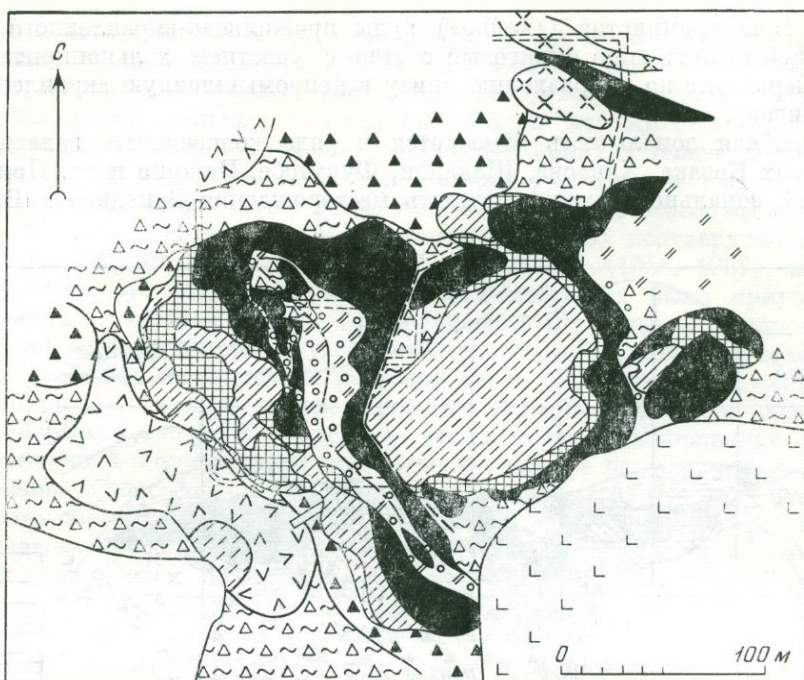


Фиг. 6. Геологические разрезы западного (А) и восточного (Б) месторождений Учинотай (Япония)

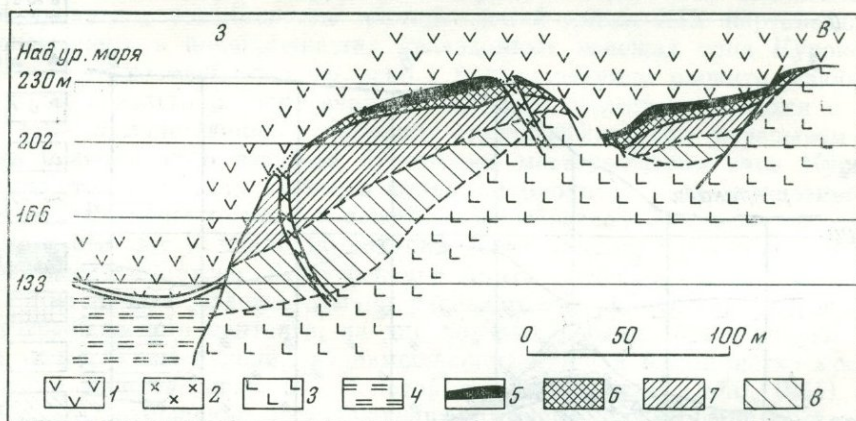
- 1 — четвертичные отложения;
- 2 — юные риолиты;
- 3 — аргиллиты;
- 4 — туфы формации Акамори с фауной среднего миоцена;
- 5 — железистые кремнистые

- туффиты;
- 6 — эсплозивные брекчи белых риолитов;
- 7 — белые риолиты (серицитизированные);
- 8 — туфовые брекчи формации Увамуки;

- 9 — глины;
- 10 — черная руда;
- 11 — желтая руда;
- 12 — гипсовая руда;
- 13 — кремнистая руда;
- 14 — низкосортная кремнистая руда



Фиг. 7. Геологический план западного месторождения Учинотай (Япония) на горизонте 130 м от уровня моря (условные обозначения те же, что и для фиг. 6)



Фиг. 8. Геологический разрез месторождений Ниси-Дайкокузава и Хигаси-Дайкокузава рудника Фурутобе (Япония)

- | | | |
|--------------|------------------|--------------------------------|
| 1 — базальт; | 4 — гипс; | 7 — кремнистая руда (Cu > 1%); |
| 2 — долерит; | 5 — черная руда; | 8 — кремнистая руда (Cu < 1%) |
| 3 — риолит; | 6 — желтая руда; | |

ное Учинотай рудника Фурутобе (фиг. 6, 7). В зональных месторождениях Хигаси-Дайкокузава и Ниси-Дайкокузава рудника Фурутобе, префектура Акита (фиг. 8), снизу вверх различаются следующие зоны: зона руды Кейко с $Cu < 1,0\%$, зона руды Кейко с $Cu > 1,0\%$, зона руды Око, зона руды Куроко, баритовая зона, гематит-кварцевая зона. Ниже зоны Кейко или рядом с нею в большинстве месторождений встречаются залежи гипса (с ангидритом) промышленного значения.

Для рудника Козака опубликованы (Outline of the Geology and ore deposits of the Kosaka mine, 1966) следующие данные химического состава

типичных главных разновидностей руд (в вес. %) и содержания Au и Ag (в г/т):

Компоненты	Черная руда	Желтая руда	Кремнистая руда
Cu	1,86%	7,19%	2,40%
Pb	16,6%	0,06%	0,04%
Zn	17,95%	0,05%	0,08%
Fe	4,54%	38,19%	19,83%
S	17,06%	44,46%	21,43%
BaSO ₄	38,64%	0,48%	0,4%
Au	0,7 г/т	0,3 г/т	0,3 г/т
Ag	188 г/т	21,0 г/т	11,0 г/т

Для суждения о способе происхождения отмеченной рудной зональности имеет значение тот факт, что некоторые залежеобразные рудные тела слагаются лишь отдельными разновидностями руд и полный ряд зональности в них отсутствует. Так, на руднике Шаканай (Shakanai) рудные тела № 1 и 2 слагаются лишь черной рудой в сопровождении гипса и ангидрита. Восточное рудное тело месторождения Бентен эллипсоидной формы на руднике Аинаи (Ainai) состоит тоже из одной черной руды, как и рудное тело месторождения Увамуки на руднике Фурутобе. С другой стороны, на руднике Сусаки, префектура Идзу, по данным Като (Kato, 1928), возникла крупная рудная масса, соответствующая по минеральному составу желтой, т. е. медноколчеданной, руде с весьма подчиненным развитием черной, т. е. свинцово-цинковой, руды. Цилиндрическое рудное тело месторождения Хонко на руднике Камиката слагается также лишь желтой рудой в окружении пиррофиллит-диаспоровых пород (Ishikawa et al., 1962). В месторождении Дайкоку рудника Аинаи залежь черной руды подстилается непосредственно кремнистой («кейко») рудой, а желтая руда располагается рядом, сменяясь далее массой гипса. В месторождении Суехиро на руднике Аинаи черная и желтая руды образуют наклонную зональную залежь, а кремнистая руда — примыкающее сбоку рудное тело. Между черной и желтой рудами в описанных месторождениях иногда отмечается переходная зона.

Происхождение охарактеризованной зональности пологолежащих залежей типа Куроко не подвергалось еще детальному изучению японскими геологами. Однако уже в конце двадцатых годов Като (1928) высказал убеждение, что такая зональность возникла вследствие последовательных стадий различной минерализации. В наиболее раннюю стадию, по его мнению, происходила пиритовая минерализация; желтая руда образовалась путем метасоматического замещения халькопиритом пиритной («кейко») руды, а черная руда — еще позднее в результате воздействия новой порции растворов, богатых цинком и свинцом, на желтую и кремнистую руду. В связи с тем обстоятельством, что в последние годы ряд японских геологов склонны принимать эксталяционно-осадочное происхождение черной и желтой руды (Смирнов, 1967; Смирнов и др., 1968), механизм образования эндогенной зональности в месторождениях типа Куроко, возможно, получит и соответствующую новую трактовку.

В частности довольно убедительные доказательства смешанного, частью метасоматического и частью осадочного способа отложения колчеданных руд были недавно опубликованы (Horikoshi, Sato, 1970) относительно самого западного зонального рудного тела месторождения Учинотай, Япония. Зона полиметаллической руды, слагающая всякий бок этого рудного тела, рассматривается как продукт хемогенно-осадочного отложения на дне моря около выхода вулканических эксталяций непосредственно над нижележащими массивными и прожилково-вкрапленными халькопирит-пиритовыми рудами, которые отлагались метасо-

матическим способом. Полиметаллическая черная руда всяческого бока отличается от нижележащих халькопирит-пиритовых руд не только вещественным составом и массивным сложением, но и слоистой структурой при тесном хаотическом срастании друг с другом рудообразующих минералов (сфалерита, галенита, тетраэдрита, барита, халькопирита, пирита и т. д.) с широким распространением здесь колломорфных (концентрических, фрамбоидальных, комковидных и др.) образований. Зона такой полиметаллической руды покрывается сверху пластообразной залежью барита и вышележащим тонким пластом гематит-кварцевого состава. Между этими двумя пластами имеются три тонких прослоя густой вкрапленности всех главных минералов, характеризующиеся постепенным разрежением и уменьшением размеров зерен снизу вверх с резким преобладанием вверху легких глинистых минералов и кварца.

Сингенетичное с осадкообразованием на дне моря происхождение другого колчеданного месторождения (Шаканаи в провинции Акита, Япония) доказывается присутствием в его всячем боку нескольких несогласно залегающих на массивной черной руде и друг на друге пластов грубообломочной черной руды (Kajiwaga, 1970). При этом колломорфная полосчатость руды в обломках срезается их границами, а размеры этих угловатых обломков постепенно уменьшаются вверху каждого слоя. Мелкообломочный материал является также цементом более крупных обломков. В воздымающихся и выклинивающихся краях этих пластов обломочное сложение пласта постепенно сменяется сначала грубобрекчиевым, далее — блоковым и, наконец, массивным сложением подстилающей сульфидной руды. В нижней части некоторых пластов наряду с обломками черной руды изредка встречаются обломки желтой пирит-халькопиритовой руды, которая слагает более нижнюю часть месторождения, подстилаясь местами массивной пиритовой рудой.

Таким образом, зональное строение этих двух охарактеризованных колчеданно-полиметаллических месторождений, вероятно, было обусловлено неодинаковой геологической средой и соответственно различными способами отложения рудного вещества в нижних и верхних зонах рудных тел. Для рудных месторождений, возникающих в субмаринных толщах, где смена литостатического давления более низким гидростатическим происходит вблизи морского дна, С. Н. Иванов (1966) указывает на вероятность разгрузки рудоносных флюидов на этом рубеже и смешения их с захороненной или придонной морской водой. Этим вызывается как резкое охлаждение рудоносных флюидов, так и нейтрализация их, если они были кислотными, что, как и резкое снижение давления, могло способствовать здесь рудоотложению.

В месторождениях типа Куроко наблюдается отчетливая зональность и окolorудного изменения. Согласно специальным исследованиям (Iwao, Kishimoto, Takahashi, 1954), на месторождениях рудника Козака различаются три главные зоны метасоматического изменения начиная от более интенсивного изменения: силифицированная, хлорит-серицитовая и переходная к неизменным породам хлорит-монтмориллонитовая зона. В силифицированной зоне, слагающейся кварцем с участием опала и пирита, не сохраняется реликтов первоначального минерального состава изменявшейся породы. В хлорит-серицитовой зоне темноцветные минералы полностью изменены, но реликты частично замещенного альбитом андезина или олигоклаза сохраняются. Хлорит и серицит в этой зоне сопровождаются кальцитом, пиритом и сфеном. В хлорит-монтмориллонитовой зоне присутствуют метакристаллы кальцита и гипса, окаймленные агрегатами хлорита. Вдоль самого внешнего края ореола изменений намечается появление зоны, обогащенной хлоритом и карбонатом. Зональное метасоматическое изменение вмещающих вулканогенных пород происходило, по мнению авторов цитируемой статьи, в зависимости от изменения рН первоначально кислого минерализующего раствора, который

затем подвергался постепенной нейтрализации при просачивании из внутренней зоны во все более внешние зоны ореола.

Взаимоотношения метасоматического изменения горных пород с колчеданным рудоотложением остались недостаточно выясненными, хотя отмечается пространственная связь кремнистой зоны с рудами типа Кейко, а глинистой (хлорит-серицитовой зоны) — с рудами типов Око и Куроко. При этом некоторые авторы (Iwao, Kishimoto, Takahasi, 1954) полагают, что медьсодержащие пиритовые жилы, встречающиеся в кремнистой и глинистой зонах метасоматического изменения боковых пород, возникли несколько позднее этого изменения. Согласно приведенным данным (Iwao, 1956), скопление гипса на руднике Ванибучи в Юго-Западной Японии окаймляется зоной развития магнезиального хлорита и далее — более широкой зоной распространения монтмориллонита, селадонита и кварца. Сопутствующая же залежь черной сульфидной руды здесь располагается, как и во многих других месторождениях типа Куроко, над залежью гипса, но между двумя указанными зонами гидротермального изменения. Из других постериорных минералов около черной сульфидной руды здесь в изобилии распространены барит, кварц, серицит, карбонат. Развитие этих минералов было, по-видимому, более тесно связано с рудоотложением, чем указанного зонального изменения.

Примеры асимметричной поперечной зональности в крутопадающих колчеданных залежах с вероятным опрокинутым залеганием

Месторождение Раммельсберг

Колчеданное медно-свинцовое месторождение Раммельсберг находится в северо-западной части горного Гарца (ФРГ). Оно представляет в основном два мощных пластообразных сульфидных тела — «Старую» и «Новую» залежи, которые размещаются согласно с напластованием в стратиграфически близких горизонтах висенбахских глинистых и туффитовых сланцев среднего девона. Обе залежи имеют юго-восточное падение под углом около 45° и приурочены к всяческому крылу опрокинутой на северо-запад мульды, так что сланцы всячего бока рудных тел имели первоначально более низкое стратиграфическое положение, чем сланцы их лежачего бока (Ramdohr, 1953; Kraume et al., 1955). «Старая» залежь обнажалась на протяжении 500 м в нижней части северо-западного склона горы Раммельсберг и выклинивалась на глубине 320 м по падению. Ее средняя мощность равнялась 15 м; однако там, где в всячем боку часть массы залежи ответвлялась в боковую породу, мощность руды достигала 30 м. Открытая в 1859 г. «Новая» залежь начинается на глубине 30—90 м от поверхности и прослежена по простиранию на 500 м, а по падению — на расстояние более 600 м; при этом до глубины 500 м она непрерывно расширяется, достигая мощности 15 и 25 м, а на самой глубине — до 50 м (Шнейдерхен, 1958). Наряду с этими главными рудными телами имеются рудные линзы меньших размеров: 1) рудное тело «серой руды» (существенно баритового состава) с диаметром около 120 м и максимальной мощностью до 12 м, располагающееся вблизи лежачего бока «Новой» залежи; 2) обнажающееся на поверхности и сильно размытое рудное тело «серой руды» (баритового состава), разместившееся в сланцах лежачего бока «Старой» залежи; 3) тонкая (менее 2 м) и протяженная (с диаметром не менее 300 м) сульфидная залежь в сланцах всячего бока, отделенная от главных сульфидных залежей богатыми кварцем метасоматическими породами с вкрапленностью и прожилками сульфидов.

Рудные тела и руды характеризуются признаками интенсивного динамометаморфизма, которые систематически описаны Рамдором. Поэтому считается, что рудные тела возникли до проявлений в карбоне варисского тектогенеза и предположительно одновременно с вмещающими среднедевонскими породами гидротермально-осадочным способом, вблизи подводных гидротермальных источников (Крауме et al, 1955). При этом произошло несколько предшествовавшее рудоотложению гидротермальное изменение сланцев лежачего (современного всячего) бока, за счет которых возникли богатые кварцем породы («книст»). Крутое падение и ненормальное (опрокинутое) залегание рудные залежи приобрели в результате варисского складкообразования.

С последним допущением согласуется последовательность зонального строения главных колчеданных залежей месторождения. Так, вблизи их всячего бока (предполагаемого истинного лежачего бока) размещаются пиритовые руды, местами богатые халькопиритом. По направлению к лежачему (истинному всяческому) боку эти руды сменяются сфалерит-пиритовыми рудами, далее — рудами пирит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава с баритом. Содержание последнего возрастает до 50 вес. % у лежачего (предполагаемого истинного всячего) бока рудных залежей и до более чем 80 вес. % в рудных телах («серые руды») этого бока. Наоборот, в рудном теле всячего бока (предполагаемого истинного лежачего бока) руды состоят главным образом из пирита и сфалерита, местами с существенным участием арсенопирита. Количественный минеральный состав главных типов руды, характерно слагающих рудные залежи месторождения Раммельсберг, дается в табл. 3. Наряду с указанными главными минералами руды содержат марказит, блеклую руду, пирротин, магнетит, бурнонит и редко встречающиеся в малых количествах другие рудные минералы.

Таблица 3. Минеральный состав (в вес. %) главных типов руды месторождения Раммельсберг (Anger et al., 1966)

Руды	FeS ₂	CuFeS ₂	ZnS	PbS	BaSO ₄	CaCO ₃
«Серая руда»	4	0,3	4	4	80	2
Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая руда, богатая баритом	11	0,3	27	12	50	2
Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая руда, бедная баритом	15	3	30	12	28	2
Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая руда, богатая халькопиритом и сфалеритом	17	11	33	9	14	5
Сфалерит-пиритовая руда	5	3	50	17	8	5
	32	5	48	8	1	7
	45	3	18	6	1	7
Пиритовая руда, богатая халькопиритом и сфалеритом	26	29	18	5	1	7
	36	35	12	5	1	7
Пиритовая руда	62	3	6	2	1	2—7

Таким образом, последовательность размещения главных химико-минералогических разновидностей руд по направлению от наблюдаемого всячего к наблюдаемому лежачему боку в рассматриваемых рудных телах оказывается такой же, как в зональных пологозалегающих рудных телах типа Куроко по направлению от их лежачего к всяческому боку. При этом гидротермально силифицированные породы в всячем боку (предполагаемом истинном лежачем боку) рудных залежей Раммельсберга аналогичны частью кремнистым рудам, частью кварцево-серицитовым породам лежачего бока сульфидных месторождений типа Куроко. Следовательно, асимметричная поперечная зональность в строении некоторых крутопадающих колчеданных залежей может считаться указателем их первоначально более пологого и нормального залегания.

К сожалению, текстурные отношения разновидностей руд друг к другу и к вмещающим породам месторождения Раммельсберг сильно затуманены явлениями метаморфизма (Ramdohr, 1953). Однако Шнейдерхен (1958, стр. 382) отмечает, что «в ряде мест макроскопически заметно, как рудные минералы замещают сланец и известняк с точным воспроизведением текстуры этих пород». Поэтому доказательства гидротермально-осадочного генезиса этого месторождения наталкиваются на ряд противоречащих фактов. Месторождение Раммельсберг интересно так же, как один из первых примеров изучения градации изотопного состава серы в подобных зональных месторождениях (Anger et al., 1966). Значения δS^{34} ¹ были получены для 278 образцов сульфидов и 90 образцов барита, причем все главные части месторождения были исследованы в составленном профилей полного сбора образцов через рудные тела. В результате было установлено сходство значений δS^{34} галенита, сфалерита и халькопирита в одном и том же месте, но постепенное возрастание величины их δS^{34} (приблизительно от +7°/00 до +20°/00) по направлению от истинной подошвы главных рудных тел к их истинной кровле. Это увеличение содержания S^{34} при переходе от нижних зон к верхним зонам колчеданных залежей, по мнению указанных исследователей, должно было вызываться кинетическим изотопным эффектом, происходившим в источнике рудоносных растворов с течением времени. Этот эффект, по видимому, сопровождался изменением состава рудоносных растворов во времени, что указывает на стратиграфически зональную градацией химико-минералогического состава руд. Лишь незначительная часть пирита подчиняется указанной закономерности изменения S^{32}/S^{34} , что позволяет принять для этого пирита тоже магматически гидротермальное происхождение. Преобладающая же часть всех исследованных пиритов показала значительный разброс в значениях δS^{34} с обогащением части их изотопом S^{32} . Это обогащение приписывается диагенетическому заимствованию первично-осажденным гидротермальным сульфидом FeS легкой серы S^o , происшедшей из сероводорода, бактериально полученного в результате восстановления растворимого сульфата.

Значения δS^{34} у барита колеблются очень близко к +23°/00 (предполагаемому значению δS^{34} морского сульфата в среднедевонском океане). Следовательно, барит мог произойти из соединения ионов Ba^{2+} магматически гидротермального происхождения и ионов $(SO_4)^{2-}$ морского происхождения. Отклонения значений ρS^{34} от этого среднего значения могут быть объяснены добавлением части серы магматически гидротермального происхождения или части серы, возникшей при бактериальном восстановлении сульфата морской воды.

Охарактеризованные результаты изучения вариации изотопного состава серы сульфидов и барита в месторождении Раммельсберг согласуются, по мнению указанных исследователей, с гипотезой сингенетического гидротермально-осадочного происхождения руд этого месторождения. Наряду с эксгальционными растворами сульфатные растворы из девонского океана и бактериальная активность могли принять участие здесь в отложении сульфидов и барита. Но эти растворы в период минерализации могли принадлежать уже к погребенному в морских осадках водоносному горизонту, который и подвергался воздействию эндогенных минерализаторов наряду с вмещающими породами. Следовательно, факт обогащения состава околорудного барита тяжелым изотопом серы не исключает гидротермально-метасоматического способа рудоотложения.

¹ $\delta S^{34} \text{ ‰} = 1000 \left[\frac{S^{34}/S^{32}(\text{образца}) - S^{34}/S^{32}(\text{стандарта})}{S^{34}/S^{32}(\text{стандарта})} \right]$. Стандартом являлся троилит из метеоритного Каньона Дьябло с $S^{32}/S^{34} = 22,220$.

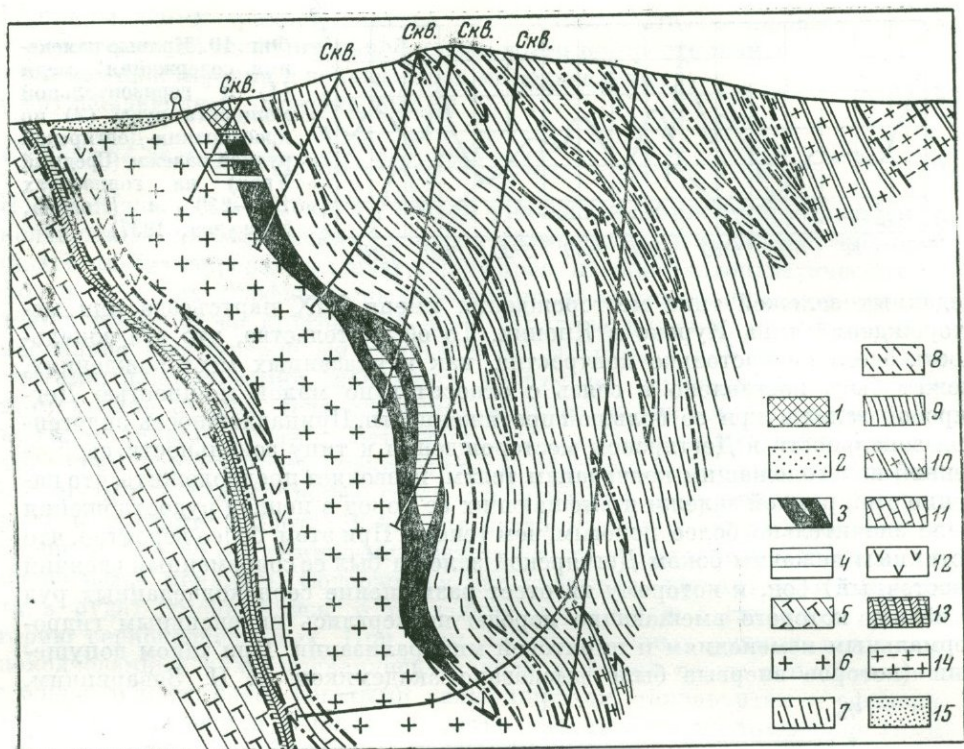
По данным подробного описания этого месторождения С. Н. Ивановым и М. И. Меркуловым (1937), оно представлено одной крутопадающей к востоку пластообразной залежью, простирающейся согласно с вмещающими породами по направлению ССЗ около 345° . По простиранию рудное тело прослежено на 4800 м. Максимальная мощность наблюдается в средней части, хотя местные утолщения имеются и на его флангах, где мощность руды в общем значительно уменьшается. Как по простиранию, так и по падению встречаются изгибы и даже крутые повороты рудного тела согласно с вмещающими породами, сопровождаемые кое-где разрывами и смещениями. Колчеданное тело выходит на дневную поверхность, и какая-то значительная часть его срезана эрозией. Колчеданные руды вблизи поверхности на глубину до 20—25 м заместились бурыми железняками, а зона выщелачивания опускается до 42 м; вторичные сульфиды в южной и центральных частях месторождения распространены до глубины 130—150 м, но в северной части эта граница поднимается выше.

Геологический разрез срединной утолщенной части рудного тела, по С. Н. Иванову и М. И. Меркулову (1937), приводится на фиг. 9. С запада колчеданная залежь ограничена пластообразной залежью кварцевого альбитофира, контакт руды с которой резкий. У этого (лежачего) бока рудного тела распространены медноколчеданные руды с полосчатой текстурой. Они местами ответвляются от остальной части рудного тела, уходя в лежащий бок на несколько метров. Восточнее и ближе к висячему боку размещаются мелкозернистые медно- и серноколчеданные руды с массивной текстурой и местами с порфиroidной структурой. Все колчеданные руды сильно раздроблены и пересечены системой трещин отдельности, а местами также зеркальными плоскостями скольжения. У восточного (висячего) бока к рудной залежи примыкают пиритоносные кварц-серицитовые сланцы. Количество пирита в них колеблется от 10 до 40% по объему, и они рассматриваются местами как промышленные серноколчеданные руды. В южной части месторождения мощность пиритоносных сланцев с содержанием серы 16—20% достигает кое-где 20—30 м.

К востоку кварц-серицитовые сланцы постепенно сменяются хлорит-серицитовыми и далее хлоритизированными и альбитизированными альбитофирами. Еще далее к востоку размещается полоса плагιοгранит-порфиоров с шириною около 0,5 км. С. Н. Иванов и М. И. Меркулов (1937) допускают генетическую связь оруденения с этими породами. Все горные породы окрестностей месторождения испытали региональный метаморфизм альбит-эпидот-актинолитовой ступени зеленосланцевой фации.

Колчеданные руды более глубоких горизонтов, чем зона вторичного обогащения, состоят из следующих минералов: пирит (80—85%); сфалерит, халькопирит и теннантит с редко встречающимися галенитом и арсенопиритом (суммарно 4—7%); кварц, барит и серицит (суммарно 12—15%). По данным минерографического изучения, наиболее ранним сульфидом является арсенопирит, несколько более поздним — пирит. Халькопирит, теннантит и сфалерит представляются эпигенетическими по отношению к пириту; при этом по крайней мере часть сфалерита выделилась позже халькопирита и теннантита.

Количество пирита в средней части месторождения и в особенности у его восточного (висячего) бока больше, чем на флангах. Серноколчеданные руды обычно располагаются у восточного (висячего) бока рудной залежи, достигая местами ее осевой части, а у западного (лежачего) бока, как и на флангах, почти не встречаются. Наоборот, медноколчеданные руды размещаются у западного (лежачего) бока рудной залежи и на ее флангах. При этом заслуживает внимания то обстоятельство,



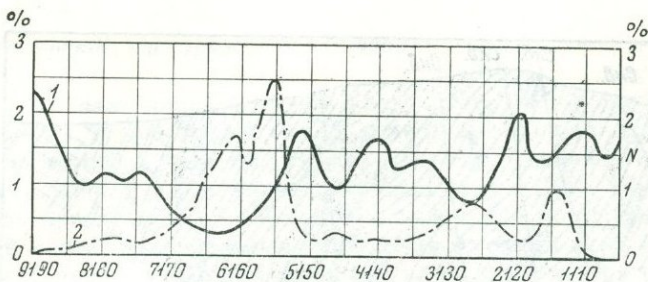
Фиг. 9. Геологический разрез Дегтярского месторождения (Средний Урал) в плоскости шахты «Нью-Йорк» (Иванов, Меркулов, 1937)

- | | | |
|--|---|--------------------------------------|
| 1 — железная шляпа; | 7 — кварц-серицитовые сланцы; | 11 — мраморизованные известняки; |
| 2 — сыпучка пирита; | 8 — серицитовые сланцы; | 12 — серпентиниты; |
| 3 — медноколчеданная руда; | 9 — кварц-хлорит-эпидотовые сланцы; | 13 — кварц-графит-хлоритовые сланцы; |
| 4 — серноколчеданная руда; | 10 — рассланцованные альбитофиры и порфиры; | 14 — гранит-порфиры; |
| 5 — рассланцованные эпидотизированные порфиры; | | 15 — наносы |
| 6 — рассланцованные кварцевые альбитофиры; | | |

что содержание меди в массивных рудах увеличивается не только на южном и северном флангах залежи, но и на ее нижнем фланге. Кварц и барит в максимальных количествах встречаются тоже на флангах залежи.

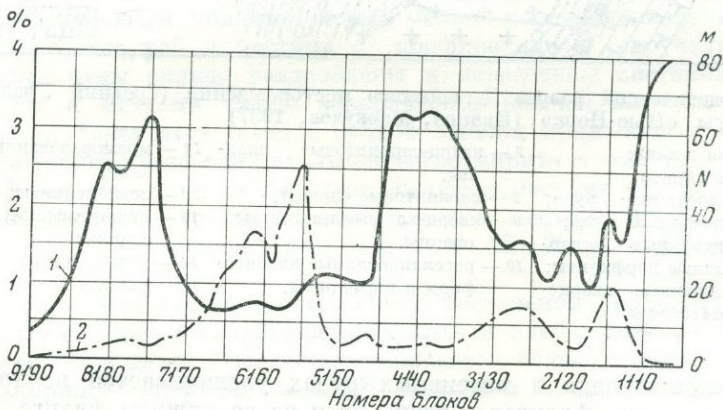
Аналогичная тенденция проявляется в размещении цинка, которым обогащаются северный, южный и в особенности нижний фланги рудной залежи. К сожалению, верхний фланг ее уничтожен эрозией, и можно только предполагать, что он был также обогащен полезными компонентами, как обычно наблюдается в зональных колчеданных телах. Кроме того, возрастание средних содержаний меди и цинка в рудах прослеживается по простиранию залежи и при местных уменьшениях ее горизонтальной мощности (фиг. 10, 11). Направления кривых содержания меди и цинка от всячего к лежащему боку в общем не совпадают, что указывает, по мнению С. Н. Иванова и М. И. Меркулова (1937), на некоторую независимость процессов медной и цинковой минерализации. Содержания благородных металлов и бария в первичных сульфидных рудах варьируют аналогично содержаниям меди и цинка.

Рассматривая в целом зональность оруденения в пределах Дегтярской залежи и сопутствующую зональность гидротермального изменения вмещающих пород ее всячего бока, нельзя не отметить существенного сходства этих явлений с поперечной зональностью пологолежащих кол-



Фиг. 10. Кривые изменения содержания меди (1) и горизонтальной мощности руды (2) по простиранию Дегтярской рудной залежи (Средний Урал) на горизонтах 190—250 м (Иванов, Меркулов, 1937)

чеданных залежей типа месторождения имени XIX партсъезда или месторождений типа Куроко в Японии. То обстоятельство, что эта зональность здесь не настолько контрастна, как в указанных месторождениях, может быть поставлено в связь с относительно малой мощностью Дегтярской залежи при ее большой протяженности. Принадлежность эндогенной зональности в Дегтярском месторождении к типу зональности, свойственной пологолежащим колчеданам телам, позволяет предположить, что падение этой рудной залежи и вмещающих ее пород в период рудоотложения было значительно более пологим, чем теперь. При этом более вероятно, что истинным лежащим боком Дегтярской залежи был ее современный висячий (восточный) бок, к которому тяготеет размещение серноколчеданных руд и вблизи которого вмещающие породы подверглись интенсивным гидротермальным изменениям и пиритовой минерализации. При таком допущении (которое впервые было высказано академиком А. Н. Заварицким,



Фиг. 11. Кривые изменения содержания цинка (1) и горизонтальной мощности руды (2) по простиранию Дегтярской рудной залежи (Средний Урал) на горизонтах 190—250 м (Иванов, Меркулов, 1937)

1943) можно было бы более естественно объяснить и возрастание содержания меди и цинка (и сопутствующих полезных компонентов руды) вблизи нижнего фланга залежи. При ее первичном пологом залегании этот фланг находился бы приблизительно в таком же пространственном отношении к центру рудной залежи, как и другие обогащенные медью ее фланги, и, следовательно, в ней проявлялась бы концентрическая зональность, характерная для пологолежащих колчеданных залежей. При обратном же допущении, что Дегтярская залежь имела первично крутое падение, обогащение полезными компонентами ее нижнего фланга представляло бы редко встречающийся пример так называемой обратной вертикальной зональности (Билибин, 1951). Для окончательного решения поставленного здесь вопроса следует выяснить, имеются ли признаки опрокинутого залегания у вмещающего рудную залежь разреза горных пород (см. фиг. 9).

Примеры асимметричной вертикальной зональности по падению и симметричной горизонтальной зональности по простиранию и вкрест простирания в колчеданных месторождениях с крутопадающими рудными телами

Кабанские месторождения (Средний Урал)

На месторождении Кабан V, теперь уже выработанном, крутопадающие колчеданные линзы средних размеров размещались в толще переслаивающихся альбитизированных плагиопорфиров, их кристаллокластических туфов и слоистых туффитов предположительно силурийского возраста. Эта толща имеет здесь крутое (80—85°) западное падение, и слепые меридионально простирившиеся рудные тела залежали в ней согласно с контактами напластования, начинаясь сверху на глубинах 35—40 м. На этом уровне рудные тела слагались медноколчеданными и медно-цинково-колчеданными рудами, состоявшими из преобладавшего пирита и подчиненных халькопирита, теннантита и сфалерита. Вмещающие породы над рудными телами подверглись альбитизации с возникновением хлорита и местами эпидота. Уже при незначительном углублении (до горизонтов 60—65 м) химико-минералогические составы руд и вмещающих пород резко менялись. Содержания халькопирита, теннантита и сфалерита в рудах уменьшались, и последние переходили с глубиной в категорию серноколчеданных. При этом в более мощных рудных телах серноколчеданные руды появлялись сначала в осевой части и окаймлялись с боков рудами, более богатыми халькопиритом, теннантитом и сфалеритом. Эта поперечная зональность легко различалась не только по химическим анализам проб, но и при помощи наблюдений полированных шлифов из керна буровых скважин под микроскопом (табл. 4).

Таблица 4. Схема размещения рудных минералов и некоторых структур и текстур вдоль керна наклонной скв. 408, пересекающей вертикальное колчеданное тело месторождения Кабан V

Характерные признаки	Глубины отметок, м	88	89	90	91	92
Минеральный состав	Пирит	0 0 0	+	0	0	0
	Халькопирит	+++			+	+
	Сфалерит	++			+	+
	Блеклая руда	++			+	
Форма зональных структур роста в зернах пирита	Треугольники и четырехугольники	0 0 0	+	+	0	0
	Многоугольники	+++	+	0	+	+
Некоторые текстуры	Вкрапленная	++			+	+
	Полосчатая	+			+	+
	Массивная		0	0		

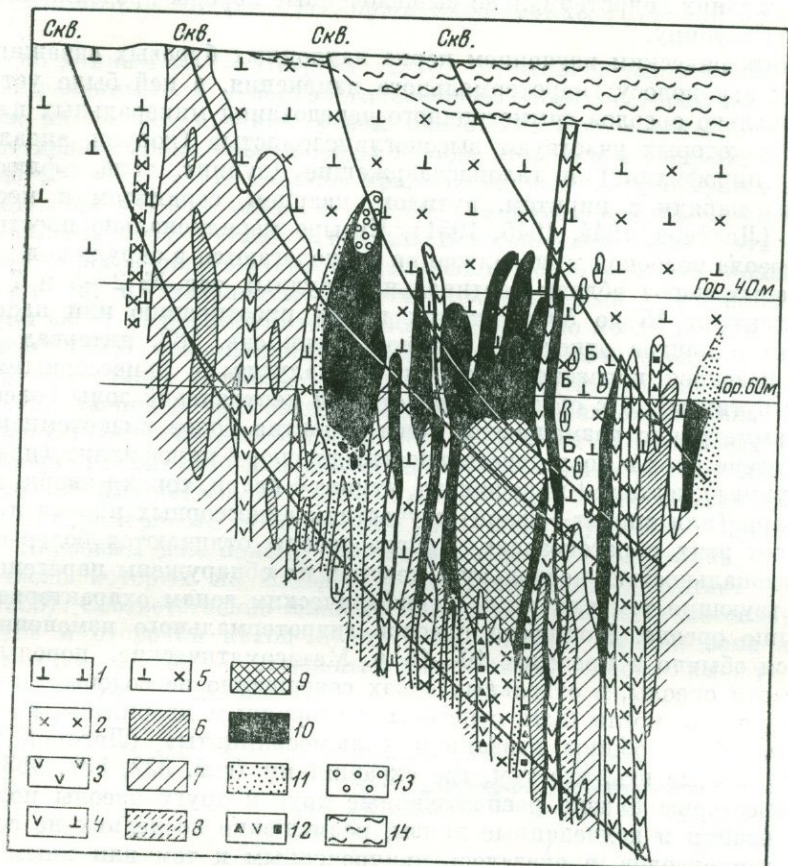
Примечание. Присутствие признака отмечается знаком «+», а преобладание его над другими — знаком «0».

Как видно из табл. 4, боковые части рудных тел характеризовались усложнением минерального состава, значительным развитием пирита кубического габитуса (зоны роста его треугольных и четырехугольных очертаний доминировали над зонами роста многоугольных очертаний), а также тонкополосчатых и метаколлоидных текстур. В свою очередь, сплошные медноколчеданные руды в некоторых рудных телах окаймлялись с боков и сменялись вниз по падению вкрапленными пирит-халькопиритовыми (со сфалеритом) рудами.

Соответственно изменению химико-минералогического состава колчеданных руд состав измененных боковых пород около средних и нижних частей рудных тел тоже изменялся: альбит оказывался полностью замещенным кварцем и серицитом, а железо-магнезиальный хлорит, относительно богатый алюминием (рипидолит, прохлорит), — ассоциацией серицита, пирита и более магнезиального хлорита (делессита). В результате этих изменений боковые породы у нижних частей рудных тел были представлены кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми пиритоносными метасоматитами. При этом центральная рудоносная зона кварц-серицитовых пород более или менее симметрично окаймлялась с запада и востока зонами кварц-серицит-делесситовых пород, среди которых присутствовали линзовидные, возможно реликтовые, участки кварц-рипидолитовых (и прохлоритовых) пород. Распространение рудной и нерудной гидротермальной минерализации на месторождении Кабан V близко совпадает с участками верхнего выклинивания вертикальных даек альбитофира, для которых был доказан дорудный возраст. Однако колчеданные тела секутся тонкими дайками диабазовых порфиритов, местами несущих проявления медно-полиметаллической минерализации. Охарактеризованные по данным автора (Логоинов, 1950) и В. П. Первого (1958, 1961) геологические взаимоотношения иллюстрируются детально изученным З. А. Пуркиной разрезом месторождения по профилю 21 (фиг. 12).

Остатки колчеданных тел сохранились в северном и восточном бортах эксплуатационного карьера. Здесь можно видеть, что руды и боковые породы несут признаки динамометаморфизма в виде системы трещин и зеркал скольжения. Кварц-серицитовые породы тоже превращены в сланцы с хорошо выраженным кливажем. Однако преимущественное согласие вертикальных даек альбитофира с напластованием вмещающих толщ свидетельствует, скорее всего, о крутом наклоне последних в период внедрения этих дорудных даек, а значит, и в период рудообразования. Следовательно, если дайки альбитофиров имели первично крутой наклон, то и сами рудные тела, элементы залегания которых контролировались контактами напластования и даек, должны были характеризоваться первично крутым падением. Отсюда следует, что наблюдаемая зональность строения рудных тел вдоль их падения являлась, по всей вероятности, первично-вертикальной зональностью, а поперечная симметричная зональность оруденения — горизонтальной зональностью. Этот вывод косвенно подтверждается своеобразным отношением описанной здесь зональности к контурам рудных тел по сравнению с отношением зональности, присущей пологолежащим колчеданным залежам (см. выше).

На более южном месторождении — Кабан I — разведкой выявлено восемь расположенных рядом и параллельно друг с другом колчеданных линз, обладающих почти меридиональным простираем, вертикальным падением и южным склонением (под углом около 30°). При этом некоторые рудные тела находятся рядом с вертикальными дайками альбитофиров и совместно с последними пересекают стратиграфические контакты наклоненной к югу-западу на $245-250^\circ$ под углом $67-70^\circ$ слоистой серии туффитов, кристаллокластических туфов и грубых туфовых брекчий с эксплозионными обломками альбитофиров. Воздымающиеся северные концы рудных тел местами выходят на дневную поверхность, образуя до глубины 35—45 м железную шляпу и нижележащие зоны вторичного выщелачивания и обогащения. В связи с супергенными процессами и явлениями резкого метаморфизма колчеданных руд (Логоинов, 1950) первичная зональность оруденения на этом месторождении не различается. Однако около погруженных более южных частей рудных тел хорошо выявляется зональность околорудного изменения. Здесь верхние концы рудных линз граничат с грубопирокластическими породами, подвергшимися лишь незначительной хлоритизации и карбонатизации. Альбитизация зе-



Фиг. 12. Геологический разрез месторождения Кабан-V (Средний Урал), составленный З. А. Пуркиной по профилю 21 разведочного бурения (Первов, 1958, 1961)

- | | | |
|---|--|---|
| 1 — альбитизированные плагиоклазовые порфиры и их туфы; | 6 — кварц-хлоритовые (рипидолитовые и прохлоритовые) сланцы с первичным пиритом и рутилом, местами серицитизированные; | обособлениями и реликтовым пиритом; |
| 2 — альбитофиры (дайки); | 7 — кварц-хлорит (делессит)-серицитовые сланцы с кварц-пиритными обособлениями и реликтовыми пиритом и рутилом; | 9 — серноколчеданные руды; |
| 3 — диабазовые порфиры (дайки); | 8 — кварц-серицитовые сланцы с кварц-пиритными | 10 — медноколчеданные руды; |
| 4 — эпидотизированные и хлоритизированные порфиры с альбитизированным плагиоклазом и их туфы; | | 11 — вкрапленные пирит-халькопиритовые руды (со сфалеритом); |
| 5 — метаальбитофиры и псевдотуфолавы (Б); | | 12 — медная и полиметаллическая минерализация в дайках диабазовых порфиритов; |
| | | 13 — окисленные руды; |
| | | 14 — наносы |

рен плагиоклаза в этих породах имеет региональное распространение и не может считаться специфически околорудным изменением.

В отличие от вершук рудных линз их средние части и нижние окончания располагаются в гидротермально выщелоченных кристаллолитокластических туфах и туффитах, превращенных в кварц-серицитовые породы и вторичные кварциты довольно разнообразного минерального состава. При этом нельзя считать, что гидротермальные изменения лишь избирательно затронули эту толщу слоистых туфов. Верхняя граница зоны гидротермального выщелачивания подобно рудным телам местами пересекает стратиграфический контакт этой толщи с вышележащей толщей грубопирокластических пород и западнее месторождения поднимается на дневную поверхность. Эта граница образует также более мелкие клиновидные выступы вверх около даек альбитофира и колчеданных линз.

Ниже последних гидротермально выщелоченные породы продолжают на известную глубину.

Петрографическим изучением керна наклонных буровых скважин, пересекающих эту полосу гидротермального изменения, в ней было установлено несколько ореолов симметричного чередования минеральных парагенезисов, в которых участвуют высокоглиноземистые (корунд, андалузит, диаспор, пирофиллит) и галоидсодержащие (зуниит, топаз, флюорит) минералы наряду с пиритом, рутилом, кварцем, серицитом и местами баритом (Логоинов, 1944, 1945, 1951). Четыре меридионально простирающихся ореола подобной минерализации располагаются в окружении кварц-серицитовых пород вблизи вертикальных рудных тел № 2—5 и 7 и на расстояниях от 15 до 50 м от них по их простиранию или падению. При этом в центре одного из ореолов (кern скв. 583, интервал 205—208 м) развился парагенезис корунд+андалузит (с аксессуарными пиритом и рутилом); а с обеих сторон от этой центральной зоны более или менее симметрично размещаются зоны развития более низкотемпературных парагенезисов в последовательности: диаспор+пирофиллит (или диаспор+зуниит), зуниит+пирофиллит, зуниит+кварц, топаз+кварц, флюорит+кварц (или апатит+кварц) с участием аксессуарных пирита и рутила во всех этих парагенезисах. Другие ореолы отличаются более сокращенной зональностью, поскольку в центрах их обнаружены парагенезисы, соответствующие тем или иным периферическим зонам охарактеризованного выше ореола. Мощности ореолов гидротермального изменения измеряются обычно в пределах 10—15 м. Метасоматические породы, слагающие эти ореолы, в отдельных зонах совершенно не содержат кварца; поэтому они не могли быть отнесены к вторичным кварцитам, а описывались под более общим названием «алюмосилициты» (Логоинов, 1951).

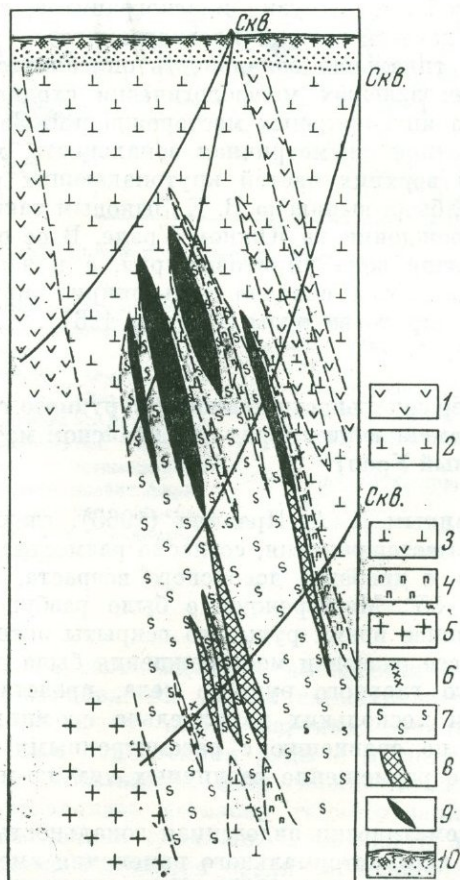
Следует отметить, что там, где скважинами (скв. 332, 537, 583, 637) были пересечены близко расположенные друг к другу ореолы подобной минерализации и колчеданные линзы, размещение последних не совпало с центрами ореолов, а оказалось приуроченным к тем или иным более внешним их зонам, в частности к зуниит-кварцевым породам. В одном из ореолов (скв. 583) густо вкрапленная руда, сложенная пиритом (с включениями борнита), пирофиллитом, хлоритондом и рутилом с метасомами позднейшего серицита, располагается между зуниит-диаспоровыми и зуниит-кварцевыми породами. Минералообразование в этой рудной зоне происходило в соответствии с минералогическим правилом фаз (Коржинский, 1953, 1957) при инертности тех же компонентов Fe, SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ и вполне подвижном поведении остальных породообразующих компонентов, что и в соседних зонах ореола, но, вероятно, при специфических окислительно-восстановительных условиях и при низкой активности галоидных кислот. Этот парагенезис является переходным от парагенезисов, слагающих окружающие алюмосилициты, к чисто рудным парагенезисам сплошных колчеданных руд. Метасоматическое отложение последних происходило в условиях полной подвижности всех породообразующих компонентов (в том числе и TiO₂, поскольку рутил в составе руд отсутствует), но при избыточном характере главных рудообразующих компонентов — Fe и S.

Поскольку колчеданные руды располагаются вне центральных зон гидротермального изменения боковых пород и в пределах разных по минеральному составу периферических зон, массовое рудоотложение происходило, по-видимому, в несколько более позднюю стадию. Оно было приурочено, по всей вероятности, к местам нового трещинообразования, где в составе гидротермальных растворов концентрация сероводорода стала резко доминировать над концентрациями галоидных кислот.

Согласно данным В. П. Петрова (1958), небольшой массив плагиогранитов, встреченный на поверхности севернее этого месторождения, погружается на юг под средним углом около 40° . Над плагиогранитами залегают кварц-серицитовые породы в виде оторочки с вертикальной мощностью 150—250 м. Их верхняя граница на участке месторождения погружается на юг под углом около 50° , сменяясь кверху зеленокаменно измененными порфиритами и туфами. В поперечном разрезе эта структура усложнена меридионально простирающимися апофизами плагиогранитов вверх от их массива и более многочисленными клиновидными выступами вверх кварц-серицитовых пород. Согласно наблюдениям Г. А. Курициной (1958), эти «клинья» имеют крутое восточное падение и ориентированы согласно с напластованием вмещающей вулканической толщи (переслаивающихся диабазовых порфиритов, плагиопорфиров, туфов и туфолав с прослоями яшмовидных пород). В этих клиновидных участках кварц-серицитовых пород и размещаются небольшие рудные линзы, сложенные преимущественно густокрапленными колчеданными рудами. Такая закономерность локализации руд была успешно использована В. П. Первовым для поисков новых рудных тел (Курицина, 1958), общее число которых на Заводском месторождении достигает 80 (Первов, 1958). Соответственно южному погружению потолка массива плагиогранитов и оторочки кварц-серицитовых сланцев рудная зона в целом погружается на юг, а отдельные колчеданные линзы имеют хорошо выраженное южное склонение.

Фиг. 13. Геологический разрез западного участка Заводского месторождения (Средний Урал) (Курицина, 1958)

- 1 — измененные диабазовые туфы и туфолавы с прослоями яшмовидных пород;
- 2 — альбитизированные плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфолавы;
- 3 — туфы смешанного состава;
- 4 — порфритоиды;
- 5 — плагиограниты;
- 6 — жильные альбитофиры;
- 7 — кварц-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, серицитовые сланцы и вторичные кварциты;
- 8 — серноколчеданные руды;
- 9 — медноколчеданные руды;
- 10 — наносы и элювий



В строении колчеданных линз, как правило, наблюдается вертикальная зональность по их падению, выражающаяся в том, что их верхние части слагаются медноколчеданными, а нижние — серноколчеданными рудами (фиг. 13). В составе медноколчеданных руд совместно с пиритом и халькопиритом нередко присутствует сфалерит. Зональность оруденения проявляется и в том, что ниже небольших линз медноколчеданного состава по падению их местами располагаются самостоятельные рудные тела серноколчеданного состава, а по склонению рудной зоны относительное количество последних возрастает.

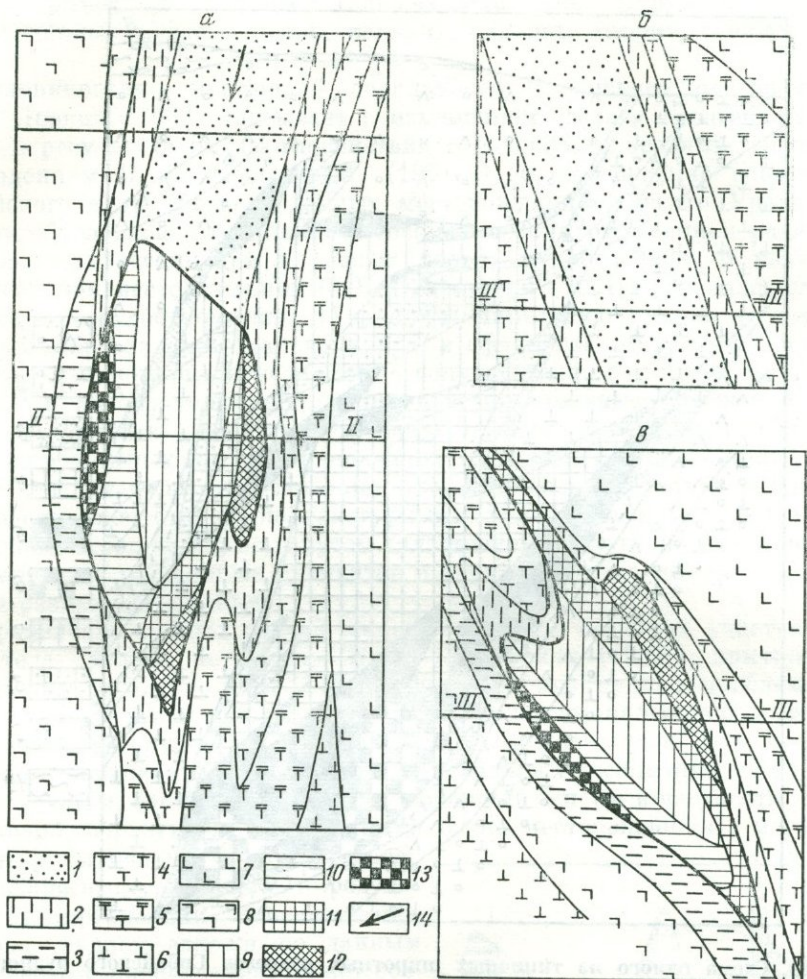
Судя по эпигенетической вкрапленности пирита и прожилкам халькопирита в подстилающих рудную зону плагиигранитах и серицитизации последних у их верхнего контакта, можно полагать, что эти интрузивные породы в период рудообразования уже существовали. Поскольку крутопадающие рудовмещающие вулканические толщи как бы упираются вниз по падению в дорудный массив плагиигранита, то трудно представить себе, что в этот период они имели резко иную ориентировку залегания. Поэтому вполне вероятно, что рудоотложение и окорудные гидротермальные изменения здесь происходили под контролем крутопадающих контактов напластования. Приуроченность массового рудоотложения к местам выклинивания кварц-серицитовых сланцев вверх по восстановлению рудоносных толщ указывает, по-видимому, на существование здесь более проницаемых, вероятно дизъюнктивных, структур или зон трещиноватости, более или менее согласных с напластованием. Кроме того, приконтактная зона в кровле массива плагиигранитов, подвергшаяся серицитизации, была, по-видимому, проницаемой для минерализующих растворов. Источниками последних могли быть либо глубинные части этой же интрузии плагиигранитов, либо еще более удаленный очаг, затвердевший позднее плагиигранитов.

Вертикальная зональность описанного типа в крутопадающих колчеданных залежах морфологически сходна с вертикальной зональностью по падению жильных месторождений. Сопутствующая такой зональности поперечная симметричная зональность, характерная для строения средних и верхних частей крутопадающих рудных тел месторождения Кабан V, была выявлена В. Е. Зыковым также в южной линзе Бурибайского месторождения на Южном Урале. В ее осевой части размещается крутопадающая зона пиритовых руд, а к западу и востоку последовательно располагаются сначала халькопирит-пиритовые, далее халькопирит-сфалерит-пиритовые руды (Прокин, 1967).

Пример зональности наклонного рудного тела и его вмещающих пород на Сибайском месторождении (Южный Урал)

По данным В. А. Прокина (1963), главная колчеданная залежь Сибайского месторождения, согласно размещившаяся среди кварцевых альбитофиринов и диабазов девонского возраста, наклонена к востоку под углом около 55° . Месторождение было разбурено густой сетью скважин, и в настоящее время руды его вскрыты эксплуатационным карьером. Уже в процессе разведки месторождения была выявлена довольно сложная форма его главного рудного тела, представляющаяся в виде наклонной связки нескольких параллельно сросшихся линз. Соответственно этому здесь по сравнению с рассмотренными примерами имеет место усложненное размещение различных химико-минералогических разновидностей руд.

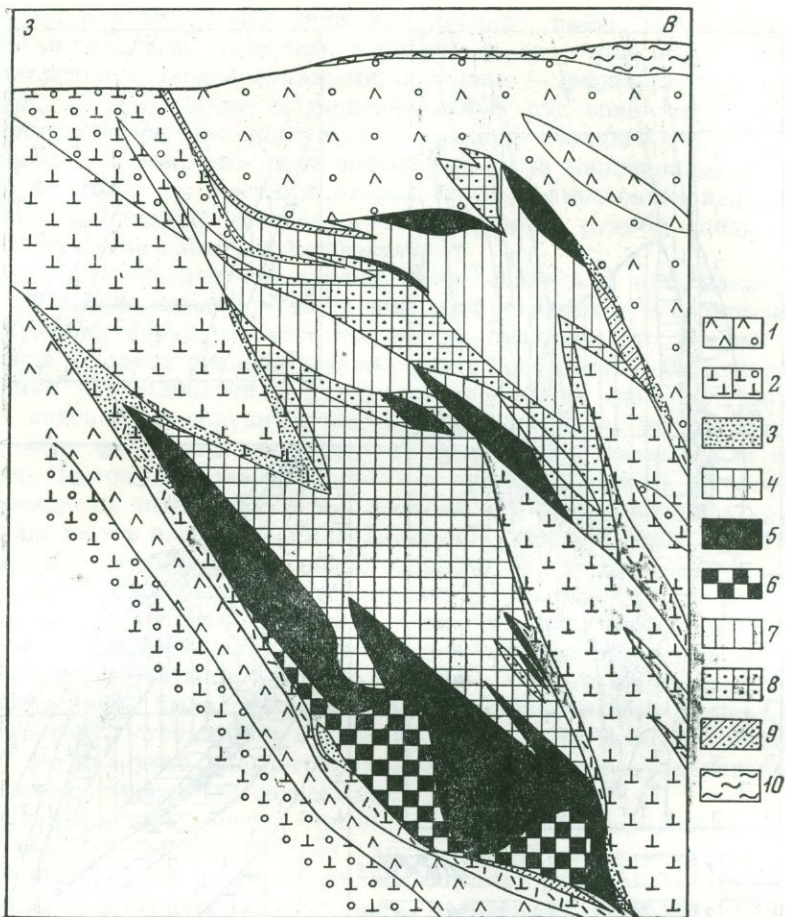
Схематически эндогенная зональность строения главной рудной залежи и гидротермального изменения вмещающих пород изображается на фиг. 14 (Прокин, 1963). Более детально форма главного рудного тела,



Фиг. 14. Схема геологического строения Сибайского месторождения, Южный Урал (Прокин, 1963)

- | | | |
|--|---|---|
| <p><i>a</i> — геологический план горизонта III—III;</p> <p><i>b</i> — вертикальный разрез по линии I—I;</p> <p><i>c</i> — вертикальный разрез по линии II—II.</p> <p>1 — серицит-кварцевые породы с вкрашенностью сульфидов;</p> <p>2 — хлорит-серицит-кварцевые породы;</p> <p>3 — кварц-хлоритовые породы;</p> | <p>4 — частично серицитизированные кварцевые альбитофиры;</p> <p>5 — частично гематитизированные и окварцованные кварцевые альбитофиры;</p> <p>6 — не затронутые околорудным метаморфизмом кварцевые альбитофиры;</p> <p>7 — вулканические брекчии диабазовых порфиров;</p> <p>8 — спилиты;</p> | <p>9 — пиритовые руды;</p> <p>10 — халькопирит-пиритовые руды;</p> <p>11 — халькопирит-сфалерит-пиритовые руды;</p> <p>12 — сфалерит-пиритовые руды;</p> <p>13 — халькопирит-пирротиновые руды;</p> <p>14 — вероятное направление движения рудоносных растворов</p> |
|--|---|---|

его зональное строение и согласные соотношения с вмещающими породами изображаются, по данным бурения, на другом схематическом поперечном разрезе (фиг. 15). Еще более точно картина зональности рудного тела выявляется по данным опробования руды в процессе разработки рудника (фиг. 16). Эта зональность фактически оказывается менее закономерной, чем представлялась согласно геометризации результатов опробования кернa разведочных скважин. В частности, медно-цинковая колчеданная руда местами находится среди серноколчеданной руды и между последней и медноколчеданной рудой. Как видим, в строе-



Фиг. 15. Схема одного из типичных широтных разрезов Сибайского рудного тела (Прокин, 1961)

- | | | |
|--|---|--------------------------------------|
| 1 — спилиты и туфовые брекчи диабазов; | 4 — серноколчеданные руды; | 8 — цинково-колчеданные руды; |
| 2 — кварцевые кератофиры и их брекчи; | 5 — медноколчеданные руды; | 9 — медно-цинковые вкрапленные руды; |
| 3 — вторичные кварциты и кварц-серicitовые сланцы; | 6 — медноколчеданные существенно пирротиновые руды; | 10 — рыхлые четвертичные отложения |
| | 7 — медно-цинково-колчеданные руды; | |

нии рудного тела проявилась тенденция к более или менее симметричному размещению медноколчеданных руд относительно его осевой части, сложенной серноколчеданными пиритовыми рудами. Наряду с этим размещение медно-пирротиновых руд только в лежачем боку, а цинково-колчеданных только в висячем боку и на флангах рудного тела напоминает асимметричную поперечную зональность пологолежащих колчеданных залежей.

Главными рудообразующими минералами Сибайского месторождения наряду с преобладающим пиритом являются халькопирит и сфалерит, меняющиеся количества которых в рудах определяют их варьирующий вещественный состав и разделение на разновидности соответственно требованиям промышленности. Пирротин имеется лишь в зоне пирротиновых руд, в составе которых встречаются также халькопирит, пирит, магнетит и сидерит. Теннантит, галенит, арсенопирит, золото, гематит — частые примеси, а борнит, энаргит, гринокит, фрейбергит, киноварь, германит —

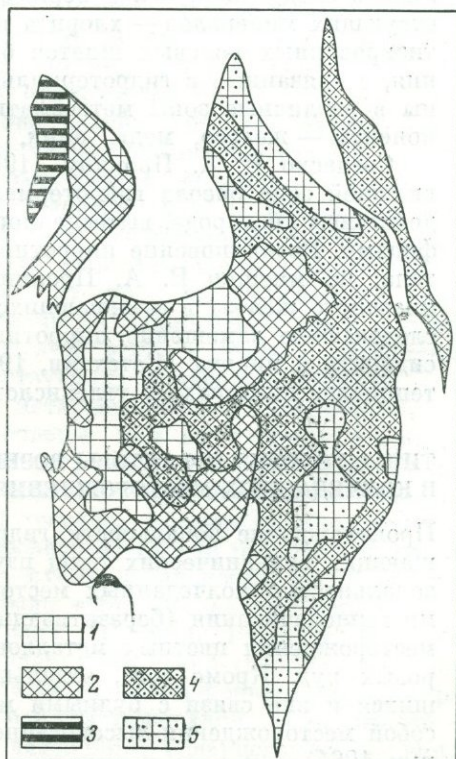
редкие примеси к комплексу главных минералов. Нерудные минералы в колчеданных рудах — кварц, кальцит, сидерит, хлорит, серицит, гипс, барит.

Возникновение эндогенной зональности Сибайского месторождения В. А. Прокин (1963) связывает с изменением состава гипогенных растворов в результате их взаимодействия с боковыми породами. Однако по наблюдениям Н. В. Петровской (1961_{1,2}), происхождение зональности Сибайского и других колчеданных месторождений Южного Урала в основном обусловлено стадийным метасоматическим отложением различных минеральных ассоциаций в разных частях рудного тела. В частности, на Сибайском месторождении Н. В. Петровская (1961₁) различает следующие стадии рудоотложения: 1) раннюю пиритовую стадию (с незначительным образованием халькопирита и сфалерита — порядка 0,5—1%), 2) пирит-халькопиритовую стадию с сопутствующим отложением теннантита, 3) пирит-сфалеритовую стадию с незначительным отложением галенита, 4) позднюю пиритовую стадию с последовательным развитием кварц-карбонатных жилков, содержащих клейофан и халькопирит. Различение этих стадий рудоотложения производилось не только с помощью наблюдений над структурно-текстурными отношениями минералов и минеральных ассоциаций, но и путем сопоставления изотопного состава серы и содержаний рассеянных элементов в одних и тех же минералах, входящих в разные ассоциации.

Проявление разных стадий минерализации в соседних участках рудного тела явилось, по данным Н. В. Петровской (1961₁), причиной его зонального строения, хотя с этой точки зрения трудной проблемой является наблюдаемая правильность размещения химико-минералогических разновидностей руд относительно контуров рудного тела. При пространственном наложении более поздних минеральных ассоциаций на трещиноватые участки, сложенные ранними ассоциациями (и, в частности, ранней пиритовой, образующей минеральный базис месторождения), могли возникать руды промежуточного состава.

Благодаря этому, а также в результате геометризации вещественного состава рудной залежи по данным химического опробования, может создаться впечатление о постепенных переходах между отдельными рудными зонами.

Н. В. Петровская отмечает и другие причины разнообразия в составе и строении колчеданных залежей. Так, например, первичная неоднородность рудоносных растворов одной и той же стадии минералообразования и изменчивость местных условий рудоотложения могли усложнять общую картину размещения химико-мине-



Фиг. 16. Геологический план одного из горизонтов главного рудного тела Сибайского месторождения (Прокин, 1961) по данным эксплуатационной документации

- 1 — серпиколчеданная руда;
- 2 — медноколчеданная руда;
- 3 — медная вкрапленная руда;
- 4 — медно-цинково-колчеданная руда;
- 5 — цинково-колчеданная руда

ралоогических разновидностей руд и их структурно-текстурных особенностей. Кроме того, могли происходить позднейшие метаморфические преобразования рудного вещества. В частности, Н. В. Петровская (1961_{1,2}) высказала предположение, что зона пирротиновых руд в нижней части лежащего бока Сибайского месторождения представляет собою продукт локального метаморфизма руд, первоначально имевших существенно пиритовый состав.

Гидротермальные изменения вмещающих кварцевых альбитофиоров месторождения, по данным В. А. Прокина (1963), представлены центральной крутопадающей зоной серицит-кварцевых пород (с вкрапленностью пирита) и оторочками хлорит-серицит-кварцевых пород с присутствием карбоната в их внешних частях; за последними располагаются частично серицитизированные кварцевые альбитофиоры с реликтами альбитизированного плагиоклаза и зернами эпидота. В еще более внешней зоне в тех же породах встречается гематит. В пределах диабазовой толщи лежащего бока вместо хлорит-серицит-кварцевых пород возникли кварц-хлоритовые породы без серицита.

Как следует заключить из фиг. 14, на Сибайском месторождении отчетливо проявилась наблюдавшаяся и в других месторождениях пространственная связь между отдельными рудными зонами и зонами околорудного изменения. Так, пиритовые руды осевой части рудного тела граничат по простиранию с кварц-серицитовыми породами осевой части колонки гидротермально измененных пород, а руды, богатые медью и цинком — с хлорит-серицит-кварцевыми породами. Зона пирротиновых руд находится в контакте с кварц-хлоритовыми породами, возникшими за счет гидротермального изменения диабазов.

Произведенные В. А. Прокиным и другими исследователями (Прокин, Рудаков, Солодкий, 1963) подсчеты выноса-привноса вещества при гидротермальных изменениях рудовмещающих пород показали, что выщелоченные из центральной зоны количества магния и кальция перетолжались в следующую, более периферическую зону колонки в виде соответствующих минералов — хлорита и карбоната; натрий и алюминий альбитизированных полевых шпатов были вынесены за пределы месторождения, а связанные в гидротермальных минералах калий и вода привнесены в различные зоны метасоматической колонки. Рудообразующие компоненты — железо, медь, цинк, сера — тоже являются привнесенными.

Согласно В. А. Прокину (1963), гематит, наблюдаемый в наиболее внешней зоне ореола гидротермальных изменений, образовался под воздействием кислорода, вытесненного из силикатов при замещении их сульфидами. Возникновение пирротиновых руд в лежащем боку колчеданного тела, по мнению В. А. Прокина (1963), было обусловлено избытком инертного железа в замещавшихся пирротином диабазовых породах. Последовавшее замещение пирротина равновесной ассоциацией магнетита, сидерита и пирита (Бетехтин, 1951) явилось следствием повышения потенциалов кислорода и углекислоты при понижении температуры.

ТИПЫ, УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ В КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Происхождение зональности гидротермального выщелачивания рудовмещающих вулканических толщ изучено детальнее по сравнению с рудной зональностью колчеданных месторождений, поскольку сходными ореолами выщелачивания (березитизация) сопровождаются некоторые жильные месторождения цветных металлов, а также месторождения меднопорфировых руд. Кроме того, отдельные зоны подобных ореолов, встречающихся и вне связи с рудными месторождениями, нередко представляют собой месторождения высокоглиноземистого минерального сырья (Наковник, 1964).

Ореолы гидротермального выщелачивания вблизи колчеданных месторождений имеют более или менее двусторонне-симметричное строение независимо от пространственной ориентировки их осевых зон, являвшихся главными путями инфильтрации минерализующих растворов. Эта симметрия может несколько усложняться вследствие пространственного сочетания нескольких питающих каналов, которые могли интерферировать друг с другом, а также в связи с резкими вариациями первичных литолого-петрографических особенностей горных пород в пределах ореола. Лишь в некоторых ореолах, развившихся над скоплением выклинивающихся вверх протяженных путей инфильтрации, отмечалась односторонняя (асимметричная) последовательность метасоматических зон снизу вверх. Считается также вероятным, что в колчеданных месторождениях гидротермально-осадочного происхождения ореол выщелачивания односторонне окаймляет ту или иную колчеданную залежь только снизу — со стороны лежащего бока (Смирнов, 1960, 1965₁).

Совокупность зон ореола гидротермального выщелачивания представляет собой метасоматическую колонку, возникающую при воздействии кислых гидротермальных растворов, постепенно нейтрализовавшихся по мере просачивания во все более внешние зоны; эти растворы выщелачивали и последовательно переотлагали в направлении к периферии ореола ряд порообразующих компонентов. Обобщенный пример такой метасоматической колонки, возникшей в пределах базальтовой или андезитовой толщи в условиях умеренной глубинности, приводится в табл. 5, где дается и трактовка колонки с точки зрения минералогического правила фаз (Коржинский, 1953, 1957). Зоны 1—5 развились более или менее одновременно в результате разрастания каждой из них за счет более внешней зоны в связи с просачиванием растворов из центра ореола к его периферии. При этом окончательные мощности зон варьируют в зависимости от эффективной пористости встречавшихся растворами горных пород, являясь также пропорциональными дебиту потока растворов и времени его течения. Однако самая внешняя зона в конкретных примерах таких колонок могла представлять результат более раннего процесса пропилитизации базальтовых или андезитовых толщ, поскольку гипогенное выщелачивание нередко происходило среди уже пропилитизированных толщ. В этом случае она должна обладать очень большой мощностью, не пропорциональной мощностям остальных толщ и, конечно, не должна считаться членом метасоматической колонки. С другой стороны, нередки примеры наложения гидротермального выщелачивания и на свежие вулканические породы (Власов, Василевский, 1964). В подобных случаях внешняя зона I ореола выщелачивания существенно не отличается по минеральному составу от пропилитизированных пород, и для нее характерно максимальное число равновесных друг с другом минералов. За внешними пределами этой зоны в связи с сохранением реликтовых минералов число сосуществующих минералов (реликты + новообразования), не показывающих метасоматических взаимоотношений друг с другом, может превышать больше чем на единицу число возможных инертных компонентов (Rusinov, 1966). Следовательно, физико-химическое равновесие при этом начальном гидротермальном изменении вулканической породы в ней отсутствовало, и здесь можно различать только неравновесную зональность последовательного разложения порообразующих минералов. Обобщенная схема зональности таких частично измененных вулканических пород была выявлена на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала (Прокин, Рудаков, Солодкий, 1963; Прокин, 1967). Здесь в направлении от кварц-хлорит-серицитовых пород, как внешней зоны метасоматитов, к неизменным породам различаются последовательно зоны: 1) баритообразования, 2) частичной серицитизации, 3) гематитизации, 4) частичного окварцевания, 5) эпидотизации — с присутствием в каждой из этих зон тех или иных новообра-

зований и с сохранением остатков частично замещенного полевого шпата. На отдельных месторождениях гематитизация, окварцевания и эпидотизация бывают просторанственно совмещены в пределах одной зоны, которая и представляет собою зону I равновесной колонки (табл. 5) гидротермального выщелачивания. Однако обычно в колчеданных месторождениях древних геосинклиналей примеры перехода от внешних зон ореола гидротермального выщелачивания к свежим вулканическим породам остаются неизвестными. Причиной этого, помимо более раннего проявления пропилитизации в районах позднее возникших месторождений, могло быть и воздействие на вулканические породы позднейшего регионального метаморфизма.

Рассматривая зону 1 колонки как продукт начального гидротермального выщелачивания горных пород базальтового или андезитового состава, следует отметить значительное увеличение в них содержания воды, химически связанной в хлорите и эпидоте, при отсутствии выноса каких-либо пороодообразующих компонентов. При этих условиях можно с большой вероятностью допустить некоторое увеличение объема горных пород при сохранении постоянства внешнего давления, определяемого нагрузкой вышележащей толщи. В таком случае число равновесных минералов должно быть равным числу инертных компонентов породы, т. е. $f = K_{in}$ (Коржинский, 1953, 1957). Альбит и эпидот здесь возникли на месте исчезнувшего плагиоклаза. Оливин заместился хлоритом, авгит и стекло мезостазиса — хлоритом и кварцем с примесью сфена, аксессуарный титаномагнетит мог превратиться в гематит и сфен. С переходом к зоне 2 исчезает эпидот, будучи замещенным обычно кварцем, т. е. окись кальция становится вполне подвижным компонентом. С переходом к зоне 3 гематит заместился пиритом, что свидетельствует о повышении химического потенциала серы и соответственном понижении потенциала кислорода. Здесь происходит замещение и альбита частью кварцем, частью серицитом, что указывает на возрастание химического потенциала окиси калия при понижении потенциала окиси натрия, которая выносилась в растворах из породы. Количество кварца в этой зоне резко увеличивается за счет исчезнувшего альбита. Это обстоятельство позволяет допускать здесь вполне подвижное поведение SiO_2 как осажденного компонента, компенсировавшего уменьшение объема породы при растворении такого главного пороодообразующего минерала, как альбит. Следовательно, метасоматическое замещение здесь могло происходить при постоянном объеме, и в таком случае число минералов в их равновесной ассоциации должно быть больше на единицу числа инертных компонентов (Коржинский, 1953, 1957). Часть серицита и пирита в этой зоне метасоматически возникала за счет хлорита (прохлорита, рипидолита), характерного для более внешней зоны, с одновременным появлением нового хлорита (делессита, дженкинсита), более бедного железом и алюминием (см. данные разреза месторождения Кабан V, фиг. 12). Однако указания на появление в ассоциации с серицитом более магнетического хлорита, чем во внешних зонах колонки, имеются пока в немногих статьях (Воробьев, 1960; Чурилина, Фоминых, 1963; Воробьев, Иншин, 1966; Поликарпов, 1966; Кривцов, 1967).

Лишь в последние годы на некоторых месторождениях Армянской ССР (Шамлугском, Тандзутском, Чибухлинском) выявлен интересный факт постепенного возрастания величины N_m хлорита в пределах рудовмещающих хлоритизированных пород с удалением от колчеданных тел на протяжении нескольких десятков метров (Ачикгезян, Налбандян, 1968).

В зоне 4 полностью исчезает хлорит, замещаясь серицитом и пиритом (Буадзе, 1961), что свидетельствует о приобретении полной подвижности окисью магния при сохранении инертности железа в условиях высокого химического потенциала серы. Здесь обычно разлагается также

Таблица 5. Схема зональности гидротермального выщелачивания вулканических пород базальтового и андезитового составов в условиях средних глубин

Тип равновесного процесса	Правило фаз	№ зоны	Минеральные парагенезисы и ассоциации (в скобках обозначены возможные гистерогенные минералы)	Инертные компоненты	Вполне подвижные компоненты	
					с высокими потенциалами	с низкими потенциалами
Преобладают процессы неравновесного разложения отдельных минералов	—	—	Ассоциации реликтовых минералов с новообразованиями. Имеется зональность последовательного разложения породообразующих минералов, начиная с менее устойчивых: оливин, авгит, плагиоклаз, магнетит	—	—	—
$P = \text{const}$	$f = K_{in}$	1	Альбит + эпидот + хлорит I + кварц + гематит + сфен (кальцит, серицит)	TiO ₂ , Fe, Al ₂ O ₃ , MgO, SiO ₂ , CaO	H ₂ O, Na ₂ O, O ₂	K ₂ O, CO ₂ , S
$v = \text{const}$	$f = K_{in+1}$	2	Альбит + хлорит I + кварц + гематит + сфен (доломит, серицит)	TiO ₂ , Fe, Al ₂ O ₃ , MgO, SiO ₂	H ₂ O, Na ₂ O, O ₂	K ₂ O, CO ₂ , S, CaO
		3	Хлорит II + кварц + серицит + пирит + сфен (анкерит)	TiO ₂ , Fe, Al ₂ O ₃ , MgO	SiO ₂ , S, H ₂ O, K ₂ O	Na ₂ O, CO ₂ , CaO, O ₂
		4	Кварц + серицит + пирит + рутил (сидерит)	TiO ₂ , Fe, Al ₂ O ₃	SiO ₂ , S, H ₂ O, K ₂ O	Na ₂ O, CO ₂ , CaO, O ₂ , MgO
		5	Кварц + пирит + рутил	TiO ₂ , Fe	SiO ₂ , S, Al ₂ O ₃	Na ₂ O, CO ₂ , CaO, MgO, K ₂ O, O ₂ , H ₂ O

Ряд возрастающей подвижности компонентов: TiO₂, Fe, <Al₂O₃, <MgO, <SiO₂, <CaO, <O₂, Na₂O, K₂O, CO₂, S, H₂O.

сфен с возникновением рутила и кварца и с выносом окиси кальция. В зоне 5, представляющей монокварциту, все компоненты, за исключением железа и двуокиси титана, вполне подвижны при высоком химическом потенциале SiO_2 и S.

Согласно наблюдениям В. А. Прокина (1963), гематит появляется лишь в самых внешних зонах, заменяясь во внутренних зонах вкрапленным пиритом. Как известно (Коржинский, 1963, 1965), повышение химического потенциала кислорода в глубинных условиях происходит в менее кислой (вероятно, даже в щелочной) среде, а повышение потенциала серы — в более кислой. Постепенное повышение кислотности среды минералообразования с переходом к более внутренним зонам колонки указывается сравнением кислотно-основных характеристик (условных потенциалов ионизации) минералов (Жариков, 1967), замещающих друг друга: гематит (203) → пирит (218); сфен (194) → рутил (205); эпидот (195) → кварц (227); хлорит (193) → серицит (201). Об этом же свидетельствует смена карбонатов в гистерогенной ступени минералообразования — от кальцита (187) в зонах 1 и 2 через анкерит (199) в зоне 3 к сидериту (221) в зоне 4.

Рассмотренную колонку гидротермального выщелачивания в рудных полях колчеданных месторождений нельзя считать универсальной. Вид ее может изменяться в зависимости от вариации петрографического состава исходных пород и характера гидротермальных растворов. Так, в колонке метасоматического изменения диабазов на Джусинском месторождении, Южный Урал (Белтыров, 1967), альбит заместился серицитом в более внешней зоне, чем та, в которой разлагался эпидот. Небольшие количества последнего сохранились (по-видимому, в виде реликтов, неравновесных с другими минералами) даже и в тех более внутренних зонах колонки, где магнетит первоначального диабаза уже заместился пиритом. Следовательно, здесь (хотя минеральный состав метасоматитов местами и неравновесен) компонент CaO при полной подвижности Na_2O во всех зонах является более инертным компонентом, чем Al_2O_3 .

Пример привноса-выноса вещества в главнейших зонах метасоматического изменения спилитов Бурибайского колчеданного месторождения на Южном Урале приводится в работе В. И. Смирнова (1968, стр. 624).

Согласно подсчетам привноса-выноса вещества в ореоле выщелачивания Сибайского месторождения (Прокин, 1963), кальций и магний, выщелоченные из центральных зон ореола, переотлагались во внешних зонах в виде эпидота, хлорита и кальцита; натрий выносился из всех зон ореола, кроме самой внешней, где сохраняется альбит, а калий привносился в связи с новообразованием серицита, но в большей степени — во внутренние зоны.

Таким образом, одним из факторов зональности гидротермального выщелачивания в колчеданных рудных полях должно считаться взаимодействие кислых растворов с вмещающей толщей при постепенной нейтрализации их во внешних зонах и насыщении их порообразующими компонентами с проявлениями дифференциальной подвижности последних. При этом в анионной части растворов, несомненно, принимали участие S_2^{2-} и CO_3^{2-} , проявившиеся соответственно в образовании сульфидов и гистерогенных карбонатов. Активность сульфатного аниона указывается иногда присутствием барита во внешних зонах, а активность галоидных анионов — присутствием единичных зерен апатита во внутренних зонах.

Однако некоторые гидротермальные ореолы колчеданных месторождений показывают более высокую активность галоидных кислот, что выражается местами в обильном развитии зунита, топаза и флюорита. Таковы ореолы гидротермального выщелачивания в Южно-Кабанском месторождении (Логинов, 1944, 1945, 1951) и Красногвардейском месторождении (Наковник, 1943; Горох, 1963) на Среднем Урале, в Майкаинском месторождении на северо-востоке Центрального Казахстана (Яков-

лев, 1965) и в Чирагидзорском месторождении (Кашкай, Алиев, 1960) в Закавказье. Галоидсодержащим минералам нередко сопутствуют встречающиеся в более внутренних зонах андалузит и корунд, что указывает на относительно высокую температуру первоначальных гидротермальных растворов. Согласно данным Г. М. Власова и М. М. Василевского (1961, 1964), разновидности вторичных кварцитов с высокоглиноземистыми и галоидсодержащими минералами, как правило, возникают вблизи контактов с интрузиями или экструзиями, непосредственно после затвердевания которых и происходила данная минерализация. Колонки гидротермального выщелачивания, сложенные этими минералами, характеризуются отчетливой температурной зональностью при сохранении во внутренних зонах колонки постоянного числа равновесных минералов (обычно четырех, из которых два — пирит и рутил — являются общими для ряда зон) и при одинаковых инертных компонентах (TiO_2 , Fe, Al_2O_3 , SiO_2). Следовательно, вторым главным фактором зональности гидротермального выщелачивания в породах, вмещающих колчеданные месторождения, является градиент температуры, с понижением которой по мере удаления растворов от питающего канала возрастала активность галоидных компонентов и воды при минералообразовании.

Наконец, в качестве третьего главного фактора рассматриваемой зональности следует признать изменение окислительно-восстановительного потенциала минерализующей среды, связанное прежде всего с колебанием глубин минералообразования от дневной субаэральной поверхности. Понижение глубинности места гидротермального выщелачивания приводит к взаимодействию серных газов (H_2S и SO_2) с насыщенными кислородом подземными водами либо непосредственно с кислородом, проникшим из воздуха, благодаря чему происходит окисление серы и возникновение аниона серной кислоты. В результате этого кислотность минерализующих растворов значительно повышается и процессы выщелачивания в приповерхностных условиях достигают исключительной интенсивности. При этом возникают специфические минералы — указатели относительно малой глубинности процесса: самородная сера, алуниит, опал, диккит, гематит (вместо пирита).

Месторождения колчеданных руд, метасоматически возникшие в приповерхностных условиях среди субаэральных толщ андезитов и дацитов плиоплейстоценового возраста, представлены хорошо изученными пирит-марказит-серными месторождениями типа Мацуо и Абута в Японии (Takeuchi et al., 1966). Метасоматическая колонка гидротермального минералообразования в этих месторождениях представляет более или менее двусторонне-симметричную вертикальную последовательность следующих зон, каждая из которых характеризуется новообразованием тех или иных минералов (снизу вверх): зона сапонита → зона монтмориллонита и каолинита → зона каолиновых минералов (галлуазита, диккита, каолинита) → зона алуниита и опала → зона самородной серы → зона массивных руд пирита и марказита → зона кристобаллита и опала → зона каолинита и монтмориллонита → зона монтмориллонита → зона сапонита. Центральные зоны этой колонки приурочены к залегающему на глубине от нескольких десятков метров до 230 м водоносному горизонту, который контролируется пологолежащими поверхностями напластования пирокластических пород и андезитов.

Насыщенные кислородом подземные воды этого горизонта подверглись в районе месторождений воздействию горячих фумарольных серных газов и были превращены в сернокислые минерализующие растворы. Просачивание таких растворов как вниз, так и вверх от центрального водоносного горизонта и химическое взаимодействие их с горными породами приводило в связи с нейтрализацией растворов к формированию более или менее симметричной колонки минеральных новообразований. Вследствие лаконичности петрографического описания (Takeuchi et al.,

1966) трудно судить, являлись ли процессы минералообразования в разных зонах колонки равновесными. Однако в отличие от колонки выщелачивания, формировавшейся в более глубинных условиях (табл. 5), здесь в соответствии с теоретическим рассмотрением Д. С. Коржинского (1963₁) окислительные условия при минералообразовании проявились и в наиболее кислой среде (зона самородной серы). Однако превращение рудного минерала андезитов в гематит отмечается лишь в наиболее внешних зонах нижней половины колонки, а в лейкоксен и пирит — в более внутренних зонах и, кроме того, в верхней половине колонки. Массовое метасоматическое отложение сульфидов с образованием серноколчеданных руд в месторождении Мацуо произошло на несколько более высоком горизонте, чем горизонт отложения самородной серы, а в месторождении Абута на том же горизонте, где залегают и серные руды, но несколько выше по его пологому восстанию.

Обилие марказита наряду с пиритом в колчеданных рудах указывает, что массовое сульфидоотложение происходило в слабокислой среде, но, очевидно, в восстановительных условиях, которые создавались концентрацией свободного и растворенного в воде сероводорода. Последний, по-видимому, проникал и концентрировался несколько выше основного горизонта подземных вод в связи с известной из химических данных и выявленной в природных условиях (Иванов, 1966) гораздо меньшей растворимостью H_2S и CO_2 , чем SO_2 и HCl . Таким образом, в приповерхностной обстановке колчеданные руды возникали более или менее одновременно с гидротермальным изменением вмещающих пород, осаждаюсь из существенно серноокислотных растворов, содержавших растворенный сульфат железа, выщелоченного из боковых пород. Наблюдаемая вертикальная зональность оруденения с приуроченностью серных руд к несколько более низкому горизонту по сравнению с горизонтом колчеданных руд (или к более низкому уровню в одном и том же горизонте) определялась, вероятно, градицией окислительно-восстановительного потенциала среды в зависимости от гидрогеологических условий и в конечном счете от возраставшей до известных пределов вверх концентрации сероводорода.

Примерами колчеданных месторождений, ореолы выщелачивания которых возникли в химически сходной, но более глубинной обстановке, являются месторождения Тандзутское в Закавказье и Церро де Паско в Перу. В их гидротермальных ореолах наряду с обильными алунитом и диккитом уже не встречается ряд минералов, характерных для колчеданносерных месторождений (опал, кристобаллит, монтмориллонит, сапонит), но присутствуют диаспор, пирофиллит, серицит, барит, хлорит, кальцит — в первом месторождении (Акчикгезян, 1964) и зуниит, анкерит, эпидот, цоизит, серицит, хлорит, кальцит, самородная сера — во втором месторождении («Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу», 1953). Вероятная глубина минералообразования и оруденения как 1—1,5 км известна из геологических данных лишь для месторождения Церро де Паско. Возникновение сульфидных руд здесь считается тесно связанным в пространстве и времени с околорудными метасоматическими изменениями. Так, в широтно ориентированных медных жилах среди пирокластических пород, выполняющих жерло вулкана, ассоциирующие с марказитом энаргит и люционит постепенно уступают место в западном направлении теннантиту с подчиненными пиритом, сфалеритом и галенитом и далее — одному пириту. Этой градиции минерального состава рудных жил соответствует уменьшение мощности узкой околорудной зоны алунит-диккитового изменения с заменой ее зоной серицитового изменения («Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу», 1953; Craton, Bowditch, 1936).

Однако в ряде охарактеризованных выше месторождениях массовое отложение сульфидов происходило одновременно с процессом гидро-

термального выщелачивания. Об этом свидетельствуют следующие данные.

1. Ореолы гидротермального выщелачивания имеют значительно большую протяженность по простиранию и падению их зон, чем заключенные в них колчеданные тела, например в Сибайском месторождении на Южном Урале по данным В. А. Прокина (1963), или в ряде месторождений на Рудном Алтае по данным П. Ф. Иванкина, В. С. Кузубного, П. В. Иншина (1960). Для месторождений Березовско-Белоусовского рудного поля на Алтае отмечается отсутствие пропорциональности между мощностями рудных тел и вмещающих гидротермально измененных горных пород (Воробьев и др., 1960).

2. Места колчеданного рудоотложения часто не совпадают с центральными зонами ореолов гидротермального выщелачивания и, следовательно, контролировались другими дизъюнктивными нарушениями, чем питающие пути этих ореолов, например в Южно-Кабанском месторождении по данным В. П. Логинова (1944, 1951) или в Чирагидзорском месторождении по данным В. И. Алиева (1966). В Березовско-Белоусовском рудном поле на Алтае, «в редких случаях наблюдаются такие взаимоотношения, когда руды выходят за пределы гидротермально измененных пород и дают резкие контакты с динамометаморфизованными алевролитами и алевропилитами» (Воробьев и др., 1960, стр. 134).

3. Местонахождение колчеданных залежей в общем не совпадает и с фронтами нейтрализации выщелачивавших растворов, поскольку колчеданные руды встречаются в разных зонах ореолов гидротермального выщелачивания; поэтому колчеданные тела, размещаясь рядом и параллельно друг с другом на каком-либо месторождении, не имеют и симметричного расположения относительно центра такого ореола.

4. Физико-химические условия рудоотложения, поскольку о них можно судить на основании минералогического правила фаз (Коржинский, 1953, 1957), были несколько иными по сравнению с рассмотренными условиями гидротермального выщелачивания вмещающих пород: массовое отложение сульфидов происходило метасоматически при полной физико-химической подвижности и выносе всех, за исключением железа, компонентов замещавшейся породы при высоких потенциалах серы, железа и других металлогенных компонентов; сульфиды некоторых металлов могли возникать как в щелочной, так и в кислой (например, с образованием вюртцита и марказита) среде.

5. Отложение медистых колчеданов нередко сопровождалось метасоматическим формированием узких диффузионных ореолов хлоритизации, в которых железистость (светопреломление) хлоритов прогрессивно и резко возрастает с приближением к руде (Логинов, Русинов, 1961, 1967). Такая закономерность, свидетельствующая о привносе железа в боковые породы в процессе хлоритизации в связи с массовым отложением сульфидов, не согласуется с отмеченной выше закономерностью постепенного понижения железистости хлоритов в ореолах гидротермального выщелачивания по направлению от внешних зон к внутренним. Это обстоятельство указывает, по-видимому, на некоторую одновременность двух сопоставляемых, связанных пространственно процессов — гидротермального выщелачивания и сульфидоотложения.

Серноколчеданные руды нередко окаймляются узкими зонами развития серицита и кварца, которыми заместились некоторые минералы рудо-вмещающих метасоматитов (в частности, диаспор и зуниит на Чирагидзорском месторождении в Закавказье, по данным В. И. Алиева, 1966). На Новоберезовском месторождении (Рудный Алтай) метасоматическое замещение колчеданной рудой кварц-серицитовых пород, в которых серицит представлен фенгитом, сопровождалось новообразованием в самих рудных телах и над ними калиевой слюды, представленной уже типичным мусковитом (Чекваидзе, 1967). На колчеданных месторождениях

Акбастау и Кусмурун (Центральный Казахстан) А. К. Каюпов и А. Д. Каишов (1969) различают от широко распространенного дорудного серицита, богатого окисью натрия (до 2,5%), «синрудный» серицит, более богатый окисью калия и кремнеземом. Этот серицит обрастает рудные минералы, образует гнезда, прожилки и цементирует рудные обломки.

6. Некоторыми геологами (Сергиевский, 1944; Логинов, 1958) были описаны пересечения альбитофировыми дайками колчеданосных массивов вторичных кварцитов с ксенолитами последних в этих дайках. При этом вкрапленники и микролиты альбита у границы с тем или иным ксенолитом не показывали признаков замещения их кварцем или серицитом. Эти же самые дайки в контактах с колчеданной рудой пересекались ее метасоматическими прожилками и были замещены густой вкрапленностью сульфидов и сопутствующими агрегатами кварца и хлорита. Следовательно, метасоматическое колчеданное рудоотложение в некоторых месторождениях происходило позже, а гидротермальное выщелачивание боковых пород раньше внедрения альбитофировых даек.

Лишь некоторые исследователи приходят к выводу, что гидротермальные изменения типа серицитизации рудовмещающих толщ на отдельных месторождениях происходили позднее колчеданного рудоотложения (Будадзе, 1961). Такая последовательность геологических событий, по-видимому, может внушаться и явлениями регионального метаморфизма, в процессе которого могли происходить изменения состава и переотложение серицита (Ярош, 1962; Буслаев, 1966), слагавшего наряду с другими минералами более ранние окolorудные метасоматиты. Большинство геологов, опираясь на свои наблюдения (Алиев, 1957, стр. 81; Логинов, 1958₂, стр. 353; Воробьев и др., 1960, стр. 139 и др.), полагают, что колчеданные тела возникали в следующий за гидротермальным выщелачиванием этап минерализации, характеризовавшийся преимущественно отложением вещества. При этом, согласно Д. С. Коржинскому (1958, 1963₂), колчеданное рудоотложение происходило в условиях повышающейся щелочности минерализующей среды. Обычное же пространственное совмещение отложения колчеданов с более ранним гидротермальным выщелачиванием объясняется общностью (унаследованностью) либо пространственной близостью питающих путей обоих процессов при генетической связи их с одним и тем же глубинным источником.

Имеются две главные точки зрения на причины изменения характера минерализующих растворов к началу массового отложения сульфидов. Большинство геологов относит эти причины к явлениям дистилляции минерализующих флюидов, эволюция состава которых происходила еще в недрах магматического очага в зависимости от степени его кристаллизации. Недавно эта гипотеза была рассмотрена более подробно в специальных статьях И. Н. Говорова (1964, 1965). Другая точка зрения объясняет изменение характера гидротермальных растворов прохождением «опережающей волны кислотности» в одном и том же потоке восходящих растворов (Коржинский, 1958, 1963₂, 1964, 1965, 1966). Действительно, эволюция кислотных минерализующих растворов вне их очага в стадию гидротермального выщелачивания отчетливо усматривается как в виде явлений нейтрализации их при просачивании во все более внешние зоны метасоматической колонки, так и в проявлении вертикальной зональности вторичных кварцитов в связи с процессами окисления серы серных газов в минерализующих растворах по мере приближения их к дневной поверхности («прогрессирующий ряд» вторичных кварцитов Г. М. Власова и М. М. Василевского, 1964). Явления вскипания пропилитизирующих растворов на определенной глубине в местах пониженного давления с ощелачиванием остающейся их части и конденсацией или растворением отщепленной части в подземных водах (Набоко, 1966), избирательное растворение в них кислых газов (HCl , HF , SO_2 , B)

с профильтровыванием других, гораздо менее растворимых (H_2S , CO_2) (Иванов, 1966) тоже хорошо различаются в современных вулканических толщах. Поэтому допускаемая Д. С. Коржинским (1965, 1966) конденсация богатой кислотными компонентами газовой фазы в удалении от магматического очага представляется вполне реальным проявлением «опережения кислотного выщелачивания». Возможно, что опережающее продвижение кислотных компонентов происходило также вследствие кислотно-фильтрационного эффекта (Жариков, 1963, 1968), чему Д. С. Коржинский (1958, 1963, 1966, 1969) придает большое значение. Однако вероятность превращения постмагматических, выщелачивающих растворов в рудоотлагающие растворы вне связи с дальнейшей дестилляцией флюидов из магматического очага представляется все-таки пока недостаточно доказанной. С другой стороны, альтернатива изменения растворов в связи с продолжающейся кристаллизацией очага подтверждается известными примерами эволюции состава фумарольных газов с течением времени (Набоко, 1959; Уайт, Уоринг, 1965).

Условия проявления и факторы собственно рудной зональности в колчеданных месторождениях еще далеки от исчерпывающего выяснения. Известные примеры размещения химико-минералогических разновидностей колчеданных руд и результаты их текстурно-парагенетического изучения (Иванкин, Митряева, 1956, 1957; Петровская, 1961_{1,2}; Исмагилов, 1962₁; Тарантов, Ермолаев, 1966) позволяют прийти пока к следующим обобщениям и гипотезам:

1. Большинство разновидностей колчеданных руд различного химико-минералогического состава возникает в различные стадии минерализации как рядом друг с другом в результате последовательного замещения разными минеральными ассоциациями соседних блоков боковых пород, так и путем наложения тех или иных более поздних ассоциаций рудных минералов на те или иные более ранние ассоциации их с явлениями как заполнения трещины, так и метасоматизма и с переотложением некоторых рудных минералов (преимущественно халькопирита). Этот вывод в более общем виде был получен давно в результате изучения сначала японских сульфидных месторождений типа «Куроко» и других типов (Kato, 1928; Kinoshita, 1931), затем уральских колчеданных месторождений (Амирасланов, 1934, 1937). Более поздние и недавние исследования советских геологов подтвердили этот вывод и показали, что детальная текстурно-парагенетическая характеристика руд из разных участков зонального рудного тела позволяет установить историю его последовательного формирования. При этом пространственная картина эндогенной зональности в детально изученных примерах (фиг. 5) оказывается более сложной, чем обычная схема зональности колчеданных месторождений, выявляемая только по данным химического опробования руд⁴.

Стадийность колчеданного рудоотложения доказывается также выявлением в некоторых месторождениях так называемых «внутрирудных» даек, например содержащих ксенолиты руд более ранней стадии и эпигенетические прожилки рудного вещества более поздней стадии рудоотложения (Бородаевская и др., 1967). Однако различение таких даек требует очень внимательного исследования, поскольку и послерудные дайки нередко сопровождаются эпигенетической вкрапленностью в них сульфидов, возникавшей в результате экзоконтактной мобилизации части рудного вещества.

2. Главными факторами возникновения стадийной зональности колчеданных месторождений являются: а) эволюция состава, температуры и других труднее поддающихся учету свойств рудообразующих раство-

⁴ Недостаточность химических данных для выявления эндогенной зональности колчеданных месторождений была обстоятельно подчеркнута в одной из статей Н. В. Петровской (1961₂).

ров, происходивших из длительно существовавшего глубинного источника; б) пространственное смещение зон последовательно возникшей трещиноватости, которая контролировала привнос рудоносных растворов и размещение продуктов длительно продолжавшейся минерализации. Таким образом, для колчеданных месторождений прежде всего характерна многостадийная зональность рудоотложения, среди которой в соответствии с классификацией В. И. Смирнова (1965₂) можно различать: зональность постепенного раскрывания главной трещины, контролировавшей формирование уплотненного рудного тела, что приводило к возникновению фланговой зональности, нередко концентрической; зональность повторных тектонических разрывов, которая создавалась при обычном смещении последовательно возникавшей трещиноватости в направлениях от лежащего к висячему боку в пологих колчеданных залежах и от нижнего фланга к верхнему флангу в крутопадающих рудных телах.

Такая направленность миграции дизъюнктивов требует некоторого объяснения. Причина ее заключалась, по-видимому, в том, что повторные разрывы, которыми контролировалось размещение более поздних порций рудоносных растворов, происходили вдоль наиболее резких контактов ранее возникшей колчеданной руды и вмещающих пород. А такими более резкими контактами у пологолежащих колчеданных залежей, как правило, оказываются контакты их висячего бока. Эта особенность формы рудных тел связана, с одной стороны, с экранирующей ролью вмещающих пород висячего бока (обычно массивных эффузивных либо плотных осадочных пород) в процессе минерализации, а с другой — с более пористым сложением нижележащей толщи (обычно туфового или вообще пирокластического состава). Кроме того, эффективная пористость горных пород лежащего бока могла резко возрастать даже в литологически однородной толще в результате процессов предрудного гидротермального выщелачивания, в особенности при серицитизации и хлоритизации (Старостин, 1965). Соответственно и в колчеданных телах, обладавших первично-крутыми наклонами, более резкие контакты руды и вмещающих пород наблюдаются у их верхних флангов. При отмеченных обстоятельствах рудоносные растворы более поздних стадий минерализации в их восходящем движении имели тенденцию локализоваться в зонах отслаивания и трещиноватости, главным образом вдоль висячего бока ранее сформировавшихся пологих серноколчеданных залежей или преимущественно у верхних флангов крутопадающих серноколчеданных рудных тел. Реже имела место несколько иная направленность миграции зон трещиноватости, что приводило к усложнению (см. фиг. 5) обычной картины рудной зональности.

Возникновение симметричной поперечной зональности в крутопадающих колчеданных телах (табл. 4, фиг. 12) происходило, по-видимому, в результате наращивания обоих боков центральной серноколчеданной зоны позднее возникшими зонами медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных руд. Такая направленность разрастания колчеданных тел метасоматического происхождения является обратной по сравнению с крустификационным заполнением открытых трещин (с частичным замещением их стенок) рудами последовательных стадий минерализации в жильных месторождениях и в мелких колчеданных прожилках.

Эндогенная зональность в масштабе рудного поля могла возникать в колчеданных месторождениях при последовательном смещении зон трещиноватости, питавшихся рудоносными растворами общего источника, на более значительные расстояния. Вероятные причины подобных смещений, связанные с резкими различиями в механической компетентности контактирующих толщ, рассматривались ранее на примерах рудной зональности жильных и контактово-метасоматических месторождений (Королев, 1949; Вольфсон, Невский, 1949). Позднее В. И. Смирнов (1965_{1,2}) отметил также закономерность одностороннего горизонтального смещения

рудных зон в сторону пологой кровли рудоносного интрузива и объяснил ее боковым перемещением эпицентра остаточного магматического очага в результате кристаллизации внешних зон плутона.

3. Отмечавшиеся выше случаи пространственно-изолированного размещения самостоятельных рудных тел серноколчеданного, медноколчеданного, медно-цинково-колчеданного и полиметаллического составов позволяют отклонить одно из главных возражений против существования многостадийной зональности. Оно выражено в вопросе Парка (Park, 1963, p. 48): «почему последующие пульсации неизбежно наследуют пути более ранних рудоносных растворов?» Как отмечалось выше, в колчеданных месторождениях встречаются и нередкие исключения из этого правила. При этом рудные тела различного химико-минералогического состава нередко располагаются на значительных расстояниях друг от друга, хотя и в пределах одного рудного поля или рудоносного района. Это обстоятельство указывает на относительную удаленность источника рудоносных растворов от места рудоотложения, в связи с чем питавшиеся ими трещины и могли с течением времени возникать то в одном, то в другом месте, что могло сопровождаться в некоторых случаях горизонтальным перемещением и самого источника (Смирнов, 1965₁). При передвижении же растворов на значительные расстояния была возможна эволюция их на пути к месту рудоотложения, выражавшаяся, например, в постепенном охлаждении их, в восприятии ими растворимых компонентов горных пород, в потере летучих составных частей и, наоборот, в избирательном растворении некоторых газов, смешении ювенильных растворов с подземными водами того или иного состава при окислении некоторых растворенных компонентов, дифференциации растворов в связи с воздействием фильтрационного эффекта и других процессах. Некоторые исследователи полагают, что подобная эволюция рудоносных растворов на пути от магматического источника могла определить в зависимости от протяженности пути и его структурно-геологических особенностей тот или иной вещественный состав отлагавшихся руд. Так, в общих чертах объясняется зональность колчеданных месторождений района Иртышской полосы сматия П. Ф. Иванкиным (1959).

Однако наблюдающиеся в ряде месторождений признаки многостадийного отложения руд разного химико-минералогического состава в пределах рудного тела указывают на относительную независимость характера рудоносных растворов от путей их миграции и на эволюцию растворов во времени. Во всяком случае ряд перечисленных выше процессов должен был воздействовать более или менее одинаковым образом на последовательные порции раствора, поскольку они перемещались в подобных месторождениях приблизительно по одним и тем же путям. Исключение может составить влияние экспериментально доказанного (Жариков, 1963, 1968) фильтрационного эффекта, который, согласно Д. С. Коржинскому (1958, 1963₂, 1965, 1969), мог вызвать опережающее продвижение «волны кислотных компонентов» минерализующего раствора. Благодаря этому на каждом участке перемещения последнего кислотность его сначала повышалась, а затем понижалась с достижением максимума ее на некотором расстоянии от источника растворов. Отложение рудных компонентов происходило в стадию понижающейся кислотности и позднюю щелочную стадию; поэтому рудные минералы должны были осаждаться в порядке понижения электроотрицательности слагающих их элементов. В соответствии с этим, например, галенит и барит отлагались позднее халькопирита и сфалерита. Кроме того, проникновение ощелачивающихся растворов из среды пород кремнекислого состава в среду более основных пород должно вызывать дополнительное повышение активности и осаждение все более щелочных (менее электроотрицательных) элементов. Однако все же следует отметить, что «последовательность отложения минералов и ряд электроотрицательности

согласуются лишь в самых общих чертах» (Коржинский, 1965, стр. 12). В частности, более раннее отложение дисульфида железа (в серноколчеданную стадию) по сравнению с сульфидами меди и цинка (в медноцинковую стадию) не соответствует положению катиона Fe^{2+} в ряде электроотрицательности, хотя, с другой стороны, условный потенциал ионизации пирита (218) как мера кислотности условий его образования, согласно подсчетам В. А. Жарикова (1967), действительно превышает условные потенциалы ионизации сфалерита (208) и халькопирита (199,8). Последовательность же стадий преобладающего отложения каждого из двух последних минералов, как видим, не соответствует их кислотно-основными характеристиками.

Гипотеза Д. С. Коржинского допускает изменение состава минерализующего раствора и в зависимости от кристаллизации рудоносной магмы (Коржинский, 1965, стр. 314; 1966, стр. 14), хотя оставляет пока без рассмотрения закономерности и причины такого изменения. Попытка анализа их дается в недавних статьях И. Н. Говорова (1964, 1965), которые имеют более общее значение для трактовки многостадийной зональности не только колчеданных, но и других послемагматических месторождений. Халькофильные металлы, по его данным, приносились в таких гидротермальных растворах, которые возникали тем или иным способом лишь в связи с окончанием кристаллизации главных породообразующих минералов рудоносного магматического очага. В более ранние стадии дистилляции эти металлы мало выносились из расплава «вследствие сравнительно низкой устойчивости и растворимости их комплексных карбонатов и галогенидов» (Говоров, 1965, стр. 416). Отложение сульфидов происходило в позднюю щелочную стадию активности очага в результате последовательного распада растворимых комплексных (сульфогалоидных и сульфокарбонатных) соединений разных металлов. Рассчитанные Барнсом (Barnes, 1962) значения термодинамической устойчивости для преобладающе ковалентных комплексов двухвалентных металлов, связанных с одним и тем же анионом, дали ряд понижающейся устойчивости их в последовательности Hg, Cd, Pb, Cu, \approx Zn, Sn, Ni, Fe, Co, Mn. Возможно, что последовательность стадий сульфидной минерализации имеет связь с относительной термодинамической устойчивостью растворимых комплексных соединений соответствующих металлов.

4. Привлекает внимание и требует объяснения часто наблюдающееся соответствие между химико-минералогическими составами скоплений колчеданных руд и характером гидротермальных изменений в их непосредственно вмещающих породах. Так, существенно пиритовые (серноколчеданные) руды обычно размещаются среди кварц-серицитовых пород; серноколчеданные и медноколчеданные руды пирротинового ряда — среди высокомагнезиальных пород, богатых кордиеритом и антофиллитом или биотитом, актинолитом и хлоритом; медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные руды пиритового ряда — среди кварц-серицит-хлоритовых и кварц-хлоритовых пород, а полиметаллические руды — среди кварц-карбонат-серицитовых пород, нередко с гипсом и обильным баритом. Причины такого соответствия еще недостаточно выяснены и, вероятно, многообразны. В одних случаях, несомненно, имеет место соответствие одновременно образовавшихся рудных и нерудных минералов. Так, в ряде медноколчеданных месторождений Урала обнаружены узкие (с мощностью до 3—5 м) околорудные зоны повышенной хлоритизации, в которых светопреломление (железистость) хлорита прогрессивно возрастает с приближением к колчеданной руде (Логоинов, Русинов, 1961, 1967). В контактах серноколчеданных руд Чирагидзорского и Кедабекского месторождений (Закавказье) В. И. Алиев (1959) отмечает наложение серицитизации и окварцевания на более ранние предрудные метасоматиты. Такие околорудные оторочки возникли, по-видимому, непосредственно при воздействии рудоотлагавших растворов на боковые породы в резуль-

тате инфильтрационно-диффузионных явлений в стенках питающих каналов. В других случаях при стадийном рудоотложении могла проявиться соответствующая стабильность и прерудного гидротермального выщелачивания, благодаря чему колчеданные руды той или иной стадии могли разместиться в породах специфического минерального состава, характерного для непосредственно предшествовавшего гидротермального изменения вмещающих пород. Такая цикличность многостадийного минералообразования была выявлена недавно детальными наблюдениями на Лифудзинском касситерит-сульфидном месторождении (Кигаи, 1966) и на сульфидных месторождениях Ащebutакского района Южного Урала (Авдонин, 1970).

Установление подобной прерывистости прерудного изменения боковых пород на зональных колчеданных месторождениях позволило бы отличать пульсации растворов из самого минерализующего очага от тех проявлений прерывистости минерализации, которые были обусловлены дизъюнктивными подвижками вблизи места рудоотложения, вызывавшими местные закупорки непрерывного потока рудоносных растворов.

Наконец, в ряде случаев можно допускать некоторую зависимость состава колчеданных руд от состава боковых пород в результате непосредственного заимствования из последних железа при отложении содержащих его сульфидов. Так, Ю. Ю. Воробьев, П. Ф. Иванкин, В. С. Кузевный и Р. Ф. Лиходед (1960) отметили преимущественную локализацию богатых халькопиритом руд либо в пределах более ранних пиритных руд, либо среди горных пород, богатых хлоритом или другими железосодержащими минералами. В горных же породах кремнекислого состава, относительно бедных железом, колчеданные руды содержат меньше халькопирита (например, рудные тела Глубочанского горизонта на Белоусовском месторождении в Рудном Алтае). В известняках и известковистых сланцах оруденение обычно выражается лишь в отложении галенита и бедного железом сфалерита.

Отмеченную зависимость указанные авторы объясняют «нарастающим дефицитом железа» в рудоносных растворах более поздних стадий рудообразования, что привело к отложению железо-медных сульфидов лишь там, где было возможно заимствование железа сульфидами из замещавшихся ими горных пород. Следовательно, в указанных примерах проявлялась физико-химическая инертность поведения железа при возникновении железо-медных сульфидов, влиявшая на локализацию медноколчеданных руд в соответствующую стадию рудоотложения. Можно предполагать также, что при метасоматическом рудообразовании имело место и более широкое кислотно-основное взаимодействие между варьировавшими по химическому составу вмещающими породами и замещавшими их соответственно различными разновидностями колчеданных руд (Коржинский, 1963, 1969). В частности, при довольно обычной локализации зональных колчеданных залежей между основными (диабазовыми) породами в висячем боку и кремнекислыми (альбитофировыми) породами в лежащем боку можно допускать, что при соприкосновении рудоносных растворов с первыми имело место усиление активности оснований в растворах и в связи с этим преимущественное осаждение сульфидов меди, цинка, свинца у контактов с основными породами.

Однако конкретные примеры рудной зональности подобного одностадийного характера еще не описывались в литературе. Следует упомянуть лишь о предположении А. В. Пэка (1950), что обособления сфалерита и борнита в серноколчеданной руде месторождения Левихи Восточной (Средний Урал) возникли вследствие избирательного замещения этими минералами тонких пропластков горных пород какого-то особенного состава. В. А. Заварицкий (1950, стр. 103) подчеркивает, что в колчеданном месторождении имени III Интернационала (Средний Урал) борнитовые руды находятся там, где во вмещающих породах имеются

прослой известняков. Эти руды всегда содержат много кальцита и некоторые глыбы их в отвалах рудника производят впечатление мрамора, частично замещенного борнитом. В. В. Свиридов (1966) тоже отмечает, что кальцит обилен в рудах с борнитом в Урупском колчеданном месторождении (Северный Кавказ) и, следовательно, сульфидные ассоциации с борнитом отлагались в условиях высокой активности кальция в сравнительно щелочной среде¹.

При допускаемом избирательном замещении горных пород сульфидными рудами того или иного состава должны играть некоторую роль не только особенности химического состава первых, но и их физико-механические свойства, в частности степень трещиноватости и эффективной пористости (Старостин, 1965). Так, на многих колчеданных месторождениях среди массивной руды, сохраняющей реликтовую текстуру грубых туфов, нацело замещенных рудой, встречаются плотные дорудные дайки альбитофиринов, несущие лишь убогую вкрапленность сульфидов.

Необходимо дальнейшее изучение влияния петрографического состава и физико-механических свойств горных пород на возникновение одностадийной зональности колчеданных месторождений.

5. В связи с продолжающимся усовершенствованием метода декрепитации сульфидов, которая во избежание эффекта окисления их производится теперь в инертной атмосфере аргона (Рябов, Ручкин, 1968), открылась возможность сравнивать вероятные температуры отложения различных по минеральному составу сульфидных руд. Так, например, в слабо метаморфизованных рудах Яман-Касинского колчеданного месторождения (Южный Урал) для трех сменяющих друг друга во времени ассоциаций сульфидных минералов были установлены следующие температуры декрепитации: 1) марказит-сфалерит-пиритовая ассоциация (330—380°С); 2) пирит-халькопиритовая ассоциация (320—340°С); 3) сфалерит-пиритовая ассоциация (300—340°С). При этом температуры декрепитации различных минералов, слагающих ту или иную ассоциацию, оказались существенно одинаковыми, что подтвердилось и в рудах двух других рудопроявлений и Маканского колчеданного месторождения. Это важное обстоятельство, выявленное В. В. Рябовым и Г. В. Ручкиным (1968), по-видимому, позволяет использовать для сравнительной характеристики температур образования главнейших сульфидных ассоциаций температуры декрепитации их мелкозернистых порошков без предварительного разделения последних на мономинеральные фракции. Так, для разновидностей руд месторождения Учнотаи из группы Козака (Япония) В. И. Смирновым, Ю. С. Бородаевым и В. И. Старостиным (1968) были выявлены следующие температуры начала их декрепитации: кремнистая руда — 300—340°С, желтая руда — 280—290°С, черная руда — 120°С.

Однако В. И. Смирнов, Ю. С. Бородаев и В. С. Старостин (1968) допускают, что эти температуры декрепитации вследствие перегрева многофазовых включений в испытывавшихся рудах были значительно выше действительных температур рудоотложения, которые, конечно, более точно характеризуются температурами гомогенизации включений. Следовательно, для выявления необходимой поправки на перегрев включений при декрепитации было бы желательно определить и температуру гомогенизации первичных многофазовых включений хотя бы в одной из трех отмеченных разновидностей сульфидных руд. Так или иначе приведенные данные указывают на существование температурной зональности рудоотложения в колчеданно-полиметаллическом месторождении Учнотаи (см. фиг. 6—7). Однако в данном случае резкое и неравномерное снижение температур декрепитации от лежачего к висячему боку месторождения, вероятно, происходило из резкого различия геологической среды и соответственно способа рудоотложения в нижних и верхней руд-

¹ Условные потенциалы ионизации кальцита — 187,0, борнита — 170,1.

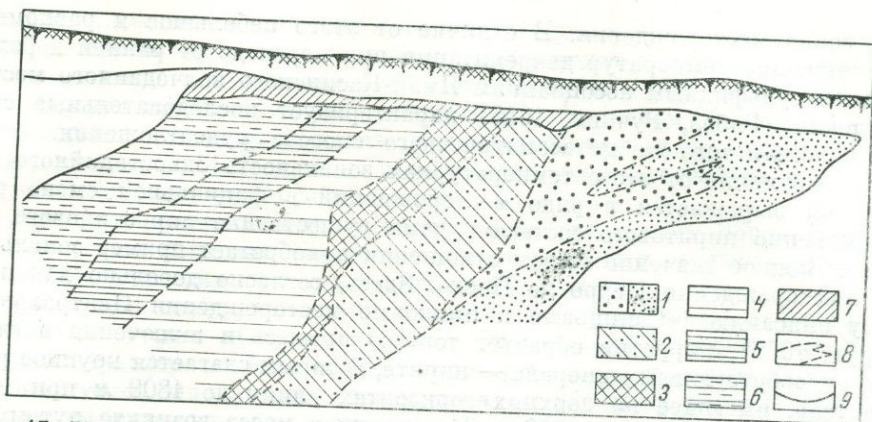
ных зонах месторождения. В отличие от этого небольшое и равномерное снижение температур декрепитации при переходе от ранней к более поздним сульфидным ассоциациям Яман-Касинского колчеданного месторождения (Рябов, Ручкин, 1968) характеризует последовательные стадии одного и того же метасоматического способа рудоотложения.

6. В отличие от этого температурная зональность одностадийного отложения выражается в ряде месторождений в фациальной смене руд существенно пиритового состава рудами существенно пирротинового состава. Важное значение в этом отношении приобретает пример зональности месторождения Церро де Паско. Здесь, согласно довольно лаконичному описанию («Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу», 1953), пирротин образует тонкую примесь и включения в главном рудообразующем минерале — пирите, которым слагается крупное рудное тело, имеющее на верхних горизонтах длину до 1800 м при максимальной ширине около 300 м. Колчеданная масса возникла путем метасоматического замещения, с одной стороны, пирокластических пород третичного возраста, заполнивших овальный кратер взрыва, а с другой — вмещающих известняков и глинистых сланцев палеозойского возраста. Ниже горизонта 180 м от дневной поверхности среди пиритовой массы «находится несколько крутопадающих труб пирротина, имеющих овальную форму с диаметрами, достигающими 60 и даже 180 м... В них присутствует сфалерит, в количествах, обуславливающих содержание цинка до 15%, а также встречаются подчиненные пирит, марказит и очень небольшое количество касситерита; в периферических частях пирротин обычно уступает место пористой смеси марказита и пирита и, наконец, нормальному пириту» (там же, стр. 256).

Эти пирротинообразные тела предположительно рассматриваются авторами описания (О. Эванс, Ц. Ласи и др.) как наиболее высокотемпературные образования, или «горячие центры», сульфидной минерализации. В удалении от них, у восточного края и в верхней части пиритовой массы, обособились руды существенно сфалеритового состава. Они метасоматически локализовались преимущественно на месте бывших известняков. Хотя факторы зональности месторождения Церро де Паско еще детально не исследовались, влияние понижения температуры рудоносных растворов с удалением от пирротиновых труб представляется авторам описания очень вероятным. К тому же третичный возраст этого месторождения, лишенного каких-либо признаков локально-контактового и регионального высокотемпературного метаморфизма, совершенно исключает здесь возможность возникновения пирротиновых тел вследствие метаморфизма пиритовой массы.

Одностадийная зональность отложения проявилась с еще большей отчетливостью в относительном размещении пирит-халькопирит-сфалеритовых и пирротин-халькопирит-сфалеритовых рудах на Новоберезовском месторождении в Рудном Алтае (Иванкин, Митряева, Пуркина, 1960). Как видно на фиг. 17, эти разности руд сменяют друг друга по простиранию рудных тел (или, более точно, в том направлении простирания, которое перпендикулярно их склонению). На данном месторождении установлены проявления (после этапа гидротермального выщелачивания горных пород) трех обычных стадий рудоотложения — пиритовой, халькопирит-сфалеритовой и галенит-баритовой. Однако при отложении руд второй стадии возникла значительная разница их минерального состава в зависимости от места рудоотложения. В составе руд пирротинового ряда в отличие от руд пиритового ряда принимают существенное участие магнетит, кубанит, валлериит¹, актинолит наряду с минералами, повторяющимися в обоих типах руд — пиритом, сфалеритом, халь-

¹ Без рентгенометрической диагностики нельзя быть уверенным, что минерал действительно является валлериитом, а не макинавитом. — *Прим. автора.*



Фиг. 17. Продольная проекция Новоберезовского месторождения, Рудный Алтай, отражающая размещение химико-минералогических разновидностей руд (Иванкин и др., 1960)

- 1 — зона развития вкрапленного, густовкрапленного и сплошного пирита; 4 — зона количественно преобладающего развития сфалерит-халькопирит-пиритовых руд, с которыми ассоциируют полиметаллические (существенно сфалеритовые) руды с пирротинином; 7 — окисленные руды;
- 2 — зона, в которой сочетаются пиритовые, халькопирит-пиритовые и сфалерит-халькопирит-пиритовые руды; 5 — зона преобладания сфалерит-халькопирит-пиритовых руд, которым сопутствуют существенно пирротининовые руды; 8 — границы зон;
- 3 — зона, в которой присутствуют пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые и полиметаллические руды; 6 — зона преобладающего распространения сфалерит-халькопирит-пиритовых руд, в которой встречаются существенно сфалеритовые руды; 9 — граница оруденения

копиритом, арсенопиритом, блеклой рудой, виттихенитом и др. Авторы описания этого месторождения обращают особое внимание на структурно-текстурные особенности руд пирротинового ряда. Эти руды переполнены ксенолитами вмещающих пород и практически не дают ореолов вкрапленности. Они характеризуются резкими контактами, рвущими вмещающие породы. Вероятная последовательность отложения главных рудных минералов в этих рудах: пирит (порфиroidные вкрапленники) → пирротин → темный сфалерит + халькопирит (эмульсионная вкрапленность в сфалерите) → халькопирит + кубанит + валлериит; пирротин подвергался позднему замещению марказитом и мельникит-пиритом.

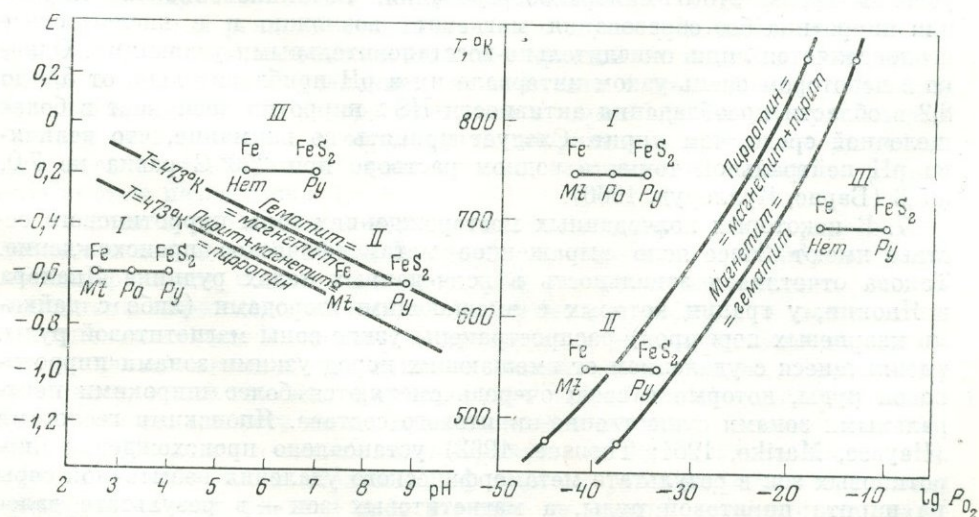
Такие руды, по мнению указанных исследователей, кристаллизовались из растворов, потерявших главную массу растворителя (воды) и газов и поэтому весьма обогатившихся металлическими компонентами. «По характеру физического и химического воздействия на брекчии и боковые породы эти растворы ближе стоят к магматическим расплавам, чем к разбавленным истинным растворам» (там же, стр. 169), из которых произошли обычные руды пиритового ряда. Такая дифференциация рудоносных растворов на одном и том же месторождении в течение одной и той же стадии рудоотложения могла произойти, по-видимому, вследствие местного вскипания их в пространстве, соответствующем пирротиновой зоне. Сравнительно высокая температура этих растворов указывается темной окраской сфалерита, сростаниями его с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (структура распада твердого раствора) и присутствием кубанита и актинолита в рудах. Новоберезовское месторождение располагается в приконтактной зоне крутого лежащего бока массива гранодиоритов и возникло позднее контактовых роговиков последнего и пересечения их дайками альбитофиров.

Аналогичная зональность известна в Сибайском месторождении на Южном Урале, где зона лежащего бока рудного тела у нижнего его фланга слагается в основном пирротинином и халькопиритом с участием

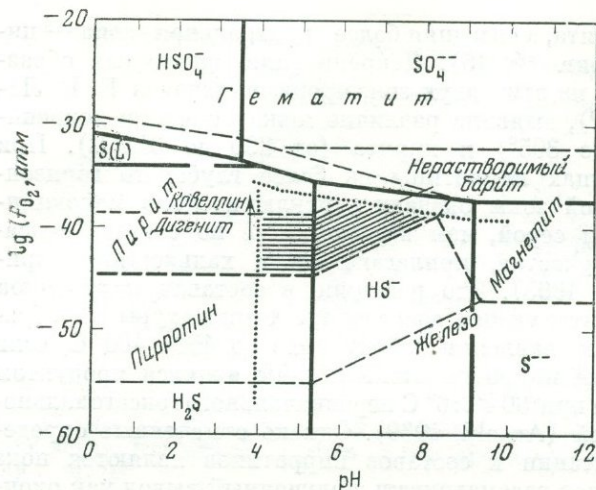
магнетита, пирита и сидерита, а соседняя более центральная зона — пиритом и халькопиритом (фиг. 14, 15). Декрепитация единичных образцов руды нашей коллекции из этих двух зон, производившаяся Е. Е. Лабунцовой (ИГЕМ АН СССР), выявила различие между началом декрепитации пирротина (от 350 до 395°) и пирита (от 290 до 315° С). При этом в исследованных образцах пирротина из более глубокого горизонта халькопирит-пирротиновой зоны оказались исключительно моноклинными, т. е. более богатыми серой, чем варьирующие по составу гексагональные пирротины из участка, прилегающего к халькопирит-пиритовой зоне (Генкин и др., 1965). Это различие в составах пирротинов может указывать на соответствующее возрастание температуры их образования (Arnold, 1962) в направлении сверху вниз до 450—460° С, если допустить, что моноклинный пирротин нижней зоны являлся продуктом полиморфного превращения при $304 \pm 6^\circ \text{C}$ первоначального гексагонального пирротина, богатого серой (Arnold, 1969). Однако отмеченные определения температур декрепитации и составов пирротинов являются пока единичными, что не позволяет рассматривать полученный вывод как окончательный.

Геологическую причину возникновения пирротиновой зоны на Сибайском месторождении В. А. Прокин (1963) связывает с более основным составом горных пород (диабазов), замещенных халькопирит-пирротиновой рудой, тогда как зоны иного минерального состава развились при метасоматическом замещении ультракислых пород, представленных кварцевыми альбитофирами. Н. В. Петровская (1961_{1,2}) предполагает, что пирротиновая зона Сибайского месторождения могла возникнуть и в результате контактового метаморфизма пиритовых руд в связи с возможным нахождением на глубине интрузивного тела кварцевых диоритов. Но региональный метаморфизм вмещающих пород здесь соответствует пренит-пумпеллитовой фации и поэтому не может считаться достаточно высокотемпературным для метаморфического возникновения пирротина.

Согласно термодинамическим расчетам А. А. Маракушева (1965), зависимость полей устойчивости пирротина от температуры и парциального давления кислорода изображается в правой части фиг. 18. Эта диаграмма может прилагаться лишь к случаям инертного поведения железа и серы, когда в парагенезисах участвуют не менее двух рудных минералов, что соответствует некоторым примерам температурной зональности



Фиг. 18. Равновесие сульфидов и окислов железа на диаграммах Eh—pH и T—lg PO₂ в фации инертного поведения железа и серы (Маракушев, 1965, фиг. 73)



Фиг. 19. Поля устойчивости для минералов системы Fe — S — O и некоторых других минералов, а также ингредиентов водных растворов при 250° С и $\Sigma S = 0,1$ [диаграмма основана на данных при 25° С (Барнс, Куллеруд, 1966), пересчитанных на 250° С с помощью уравнения Вант-Гоффа]

Пунктирными линиями показаны границы устойчивости минералов, сплошными линиями — границы между полями устойчивости ингредиентов водных растворов (Барнс, Чаманский, 1970)

колчеданных месторождений. Как видим в правой части фиг. 18, парагенезис пирит + магнетит с повышением температуры сменяется парагенезисами пирротин + магнетит или пирротин + пирит, поле устойчивости которых с дальнейшим возрастанием температуры расширяется в сторону все более высоких давлений кислорода. При более низкой температуре появление парагенезисов магнетита или пирита с пирротинном возможно лишь при уменьшении давления кислорода, т. е., в частности, при значительном возрастании глубинности рудообразования, что имеет место, например, в относительном размещении пирротиновых руд Сибайского месторождения (фиг. 15). Соответственная диаграмма в координатах Eh и pH левой части фиг. 18 дополнительно указывает, что возникновению пирротинсодержащих парагенезисов в гидротермальных месторождениях способствует при некоторых одинаковых окислительно-восстановительных условиях возрастание кислотности среды.

Еще более конкретизируются условия гидротермального рудообразования с участием пирротина на фиг. 19 (Барнс, Чаманский, 1970). Эта диаграмма составлена в координатах pH — lg (fO_2 , атм) по данным ранее опубликованного исследования (Барнс, Куллеруд, 1966) для $t = 250^\circ C$ и суммарной активности серы (ΣS) = 0,1. Как видим, равновесная ассоциация пирротина или пирита с магнетитом указывает на щелочные условия среды этого минералообразования. Возникновение же пирита или пирротина без образования магнетита возможно и в кислой среде и определяется лишь окислительно-восстановительными условиями. Однако в некотором очень узком интервале их и pH приблизительно от 5,2 до 8,2 в области преобладания активности HS^- пирротин возникает в более щелочной среде, чем пирит. Следует принять во внимание, что величина pH нейтральной точки в водном растворе при 250° С равна не 7,0, а 5,6 (Барнс, Куллеруд, 1966).

7. В некоторых колчеданных месторождениях зоны пирротинового состава имеют более ясно выраженное метаморфическое происхождение. Такова отчетливая зональность в колчеданных телах рудника Янахара в Японии, у границ которых с вмещающими породами (либо с дайками кварцевых порфиров) распространены узкие зоны магнетитовой руды, сменяющиеся с удалением от вмещающих пород узкими зонами пирротиновой руды, которые в свою очередь сменяются более широкими центральными зонами существенно-пиритового состава. Японскими геологами (Hayase, Mariko, 1961; Thusue, 1962) установлено происхождение пирротиновых зон в результате метаморфического удаления избыточной серы из пирита пиритовой руды, а магнетитовых зон — в результате далее продвинувшегося метаморфизма пирротиновой руды. Этот метаморфизм

был связан с послерудным внедрением магмы кварцевых диоритов и даек кварцевых порфиров. Он не был чисто термическим, но совершался при участии растворов, отложивших в зоне магнетита такие минералы, как гранат, биотит, амфибол, не характерные для нормальных околорудных гидротермальных изменений (Хигасимото, 1962).

Экспериментально изучавшаяся многими исследователями (Kullerud, Yoder, 1959) реакция диссоциации пирита в условиях повышения температуры ниже точки его инконгруэнтного плавления может объяснять случаи возникновения руды существенно пирротинового состава при термическом метаморфизме существенно пиритовой руды. Однако опытное исследование этой реакции с участием в ней гидротермальных растворов и ряда других компонентов, более соответствующее природным условиям, еще не производилось.

Возникновение же магнетита за счет пирротина может быть объяснено экспериментальной реакцией пирротина с водой в условиях нагрева этой смеси при температурах приблизительно от 450° до 800° С (Hayase, Mariko, 1961). В качестве схемы этой реакции приводится уравнение: $3\text{FeS} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{H}_2\text{S}\uparrow + \text{H}_2\uparrow$. Вполне подвижное поведение серы при подобных метаморфических процессах указывается не только условиями экспериментов, но и наблюдаемой тенденцией к мономинеральности состава метаморфизованных руд. Так, в пирротиновых и магнетитовых рудах месторождения Янахара (Япония) пирротин и магнетит хотя и присутствуют кое-где совместно, но при этом имеются отчетливые признаки замещения первого вторым (Hayase, Mariko, 1961). Присутствие же иных сульфидов (халькопирита, сфалерита и др.) в метаморфизованных рудах могло определяться инертным поведением соответствующих металлических компонентов, имевшихся в первоначальной пиритовой руде.

Иного рода контактно-метаморфогенная зональность была выявлена около крупной дайки авгитового порфирита в колчеданной руде пирит-борнитового состава на месторождении Левиха Восточная, Средний Урал (Логинов, 1960). У контакта с этой дайкой наблюдается зона (мощностью до 0,3 м), резко обогащенная халькопиритом, заместившим пирит и борнит и образующим с остатками последнего решетчатые сростания типа структур распада твердых растворов. Возникновение этой зоны было вызвано приконтактовым нагреванием пирит-борнитовой руды, в результате которого произошла экспериментально воспроизводимая (Филимонова, 1952) при 300° С и выше реакция пирита с борнитом, создавшая халькопирит (по схеме $4\text{FeS}_2 + \text{Cu}_5\text{FeS}_4 = 5\text{CuFeS}_2 + \text{S}_2\uparrow$). Освобожденная при этой реакции избыточная сера обусловила возникновение метасоматической вкрапленности пирита в краевой части дайки. Зона постепенно затухающей с удалением от контакта вкрапленности новообразований халькопирита распространяется в пирит-борнитовой руде на расстояние до 2,5—3 м. Для образования пирротина в результате диссоциации пирита температура контактового воздействия дайки в данном случае была недостаточной.

В связи с проявлением резкого динамометаморфизма в ряде колчеданных залежей на Среднем Урале А. Н. Заварицкий (1950) допускал метаморфическое обогащение некоторых их участков медью и цинком вследствие переотложения более пластичных сульфидов в места пониженного давления. В частности, предполагалась возможность переотложения халькопирита и сфалерита к местам выклинивания колчеданных залежей и, таким образом, формирование своеобразной «динамометаморфогенной» зональности по их простиранию и падению. Отмечалось также участие сульфидов в составе метаморфических жилков альпийского типа. Однако богатые халькопиритом и сфалеритом руды нередко встречаются только у верхних флангов либо в одном из боков колчеданных залежей Среднего Урала, подвергшихся значительному динамометаморфиз-

му. Кроме того, в подобных рудах сохранились реликты первичных структур и текстур колломорфного либо гипидиоморфнозернистого характера. Все это указывает на сохранение первичной эндогенной зональности в колчеданных телах на Урале даже при их значительном динамометаморфизме (Логинов, 1958₁) и, следовательно, на небольшие расстояния дифференциального переотложения сульфидов.

8. Влияние варьирующей кислотности — щелочности рудообразующих растворов на одностадийную зональность сульфидного рудоотложения отмечается на месторождении Церро де Паско в Перу (Graton, Bowditch, 1936; «Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу», 1953). Богатые медью жилы люционит-энаргит-марказит-пиритового состава здесь окаймляются зоной гидротермального изменения, представленного ассоциацией алунита, дикита, зуниита и кварца. При выклинивании рудных жил указанная ассоциация рудных минералов сменяется сначала ассоциацией теннантита, сфалерита и галенита с пиритом в сопровождении мутного барита, а затем только пиритом. Соответственно этому в сопряжении с концом рудной жилы приходит зона менее кислотного кварц-серицитового изменения, окаймляемая в свою очередь наиболее внешней зоной хлорит-кальцитового изменения. Из сопоставления характера смежных рудных и нерудных минеральных ассоциаций и их закономерной изменчивости в пространстве Л. Грейтон и С. Боудич заключили об одновременности рудоотложения с гидротермальным изменением вмещающих пород и о влиянии меняющейся кислотности растворов на минералообразование.

Из более новых данных по синтезу различных сульфидов железа, по крайней мере в трех работах (Lundquist, 1947; Rosenthal, 1956; Королев, Козеренко, 1965), подтверждается тот ранний экспериментальный вывод (Allen et al., 1912), что при температурах около 100°С марказит в относительно больших количествах по сравнению с пиритом возникает в кислой среде, тогда как один пирит без марказита — только в нейтральной или щелочной. При этом с понижением температуры область устойчивости марказита расширяется. Аллен и Креншоу (Allen, Crenshaw, 1914) распространили условия, сходные с условиями возникновения марказита, и на вюртцит. Наконец, недавние опыты Рикарда (Rickard, 1969) показали, что при отсутствии окисляющих агентов (которые участвовали в экспериментах большинства указанных исследователей) из водного раствора сульфата двухвалентного железа в интервале рН между 4,4 и 9,5 при низких температурах полисульфидом натрия осаждаются и пирит, и марказит. Однако при рН = 4,4 содержание пирита по отношению к марказиту было ничтожным, а с возрастанием щелочности содержание пирита в продуктах реакции постепенно увеличивалось, пока, наконец, при рН = 9,5 не возникал лишь один пирит.

Таким образом, хотя детали механизма образования дисульфидов железа рассматриваются разными экспериментаторами по-разному, следует, по-видимому, и в настоящее время считать действительной привычную для геологов трактовку, что обилие гипогенного марказита или вюртцита в рудах сульфидных месторождений указывает на повышенную кислотность среды рудообразования. Так, А. С. Тарантов и К. Ф. Ермолаев (1966) установили, что при формировании колчеданной залежи Николаевского месторождения на Рудном Алтае обильным отложением марказита и вюртцита характеризовалась преимущественно третья (свинцово-цинковая) стадия оруденения.

Воздействие кислой рудообразующей среды в эту стадию на ранее возникшие сульфидные руды с участием других неизвестных химических и физических факторов вызвало растворение пирита и халькопирита с местным переотложением первого и значительным перераспределением второго. В результате возникли зоны гипогенного обогащения

медью (переотложенным халькопиритом), т. е. возникла зональность внутрирудного метасоматизма (Смирнов, 1965₂). Отложение барита в ассоциации с вюртцитом и близкое по времени последующее отложение гипса указывают на окисление серы рудообразующих растворов как на вероятную ближайшую причину их большей кислотности к концу периода рудообразования. Для этой же (свинцово-цинковой) стадии его очень характерны метаколлоидные текстуры рудных агрегатов, что может свидетельствовать о резком повышении внешнего давления в связи с образованием трещин. Происходившее при этом «удаление H_2S ... должно приводить к свертыванию дисперсной фазы и образованию гелей» (Бетехтин, 1953, стр. 147).

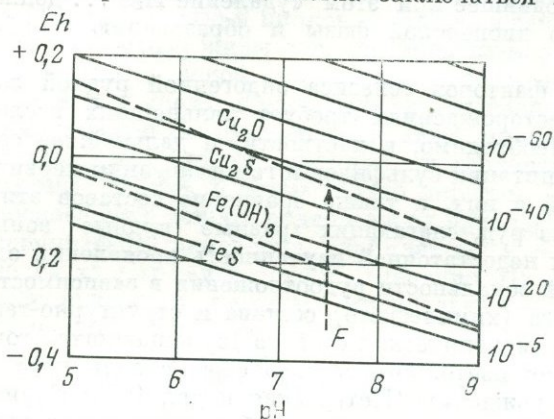
Многообразие возможных факторов генезиса эндогенной рудной зональности в колчеданных месторождениях требует дальнейших исследований по этой проблеме. Необходимо, в частности, и дальнейшее сопоставление температур декрепитации сульфидов и гомогенизации первичных многофазовых включений в них, а также сравнение составов этих включений и газовой фазы из руд, слагающих разные рудные зоны. В особенности представляется недостаточной изученность проявлений одностадийной метасоматической зональности рудоотложения в зависимости от вариации петрографического (химического) состава и структурно-текстурных особенностей (физико-механических свойств) замещавшихся горных пород. Изучение вариации изотопного состава серы в сульфидах и сульфатах колчеданных месторождений (Петровская и др., 1958; Скрипченко, 1964; Anger et al., 1966) может также способствовать выявлению особенностей среды рудообразования в разных зонах и природы рудной зональности.

9. Для колчеданных месторождений, которым приписывается гидротермально-осадочное происхождение, Н. С. Скрипченко (1963, 1964) выдвинул гипотезу зависимости зональности рудоотложения от меняющихся окислительно-восстановительных условий среды.

Одним из признаков повышения Eh среды при рудоотложении является присутствие в колчеданных рудах гематита, закономерно встречающегося как на флангах, так и в висячих боках рудных залежей. Например, гематит имеется, по данным Н. С. Скрипченко, на восточном, постепенно выклинивающемся фланге колчеданной залежи Худесского месторождения, где с удалением от центра имеет место зональная смена минеральных ассоциаций: пирит + халькопирит → халькопирит + борнит + гематит + пирит → борнит + халькозин + гематит. Другим указанием на повышение Eh среды рудоотложения в этом направлении может считаться градация изотопных отношений серы в сульфидах: отношение S^{32}/S^{34} в них повышается от 22,17 (среднее значение) в центральной части залежи Худесского месторождения через 22,20 в краевой зоне ее до 22,30 на выклинивании залежи — в зоне руд гематит-халькозин-борнитового состава.

Полагая, что рост отношения S^{32}/S^{34} в сульфидах зависел от интенсивности обменной реакции $H_2S^{34} + S^{32}O_4^{2-} \rightarrow H_2S^{32} + S^{34}O_4^{2-}$ следует признать, что такая реакция протекала более интенсивно в выклинивающемся фланге колчеданной залежи. Это обстоятельство, по мнению Н. С. Скрипченко, могло иметь причинную связь с существованием здесь более окислительных условий среды в период сульфидоотложения, чем около центра залежи. Далее этот исследователь допускает, что наблюдаемый минеральный состав колчеданных руд Худесского месторождения является результатом диагенеза и метаморфизма первичных руд осадочно-гидротермального происхождения, которые слагались, вероятно, простейшими сульфидами железа и меди — троилитом и халькозином. Используя совмещенную диаграмму равновесий Cu_2O/Cu_2S и $Fe(OH)_3/FeS$ в координатах Eh и pH (фиг. 20), Н. С. Скрипченко показывает, что с повышением Eh количественные отношения в комплексном железо-

медном осадке сульфидов должны сдвигаться в сторону преобладания отложения Cu_2S над отложением FeS . Но в направлении от центра к восточному флангу колчеданной залежи Худесского месторождения отношение компонентов $\text{Cu}_2\text{S}/\text{FeS}$ в сульфидных рудах как раз возрастает соответственно указанной выше закономерности, что вытекает из пространственной последовательности слагающих руды минеральных ассоциаций. Следовательно, зональность колчеданной залежи по простиранию может быть объяснена градицией Eh среды рудоотложения¹. Геологическая причина этого могла заключаться в возрастающем разбавлении



Фиг. 20. Eh — pH диаграмма равновесий сульфидов и окислов меди и железа (Скрипченко, 1964)

Сплошные линии — изолинии активности иона S^{2-} при условии $a_{\text{S}^{2-}} + a_{\text{SO}_4^{2-}} = 3 \cdot 10^{-2}$ моль/л; $t = 25^\circ\text{C}$; $P = 1$ атм. Вдоль вектора F — вероятные условия совместного осаждения сульфидов железа и меди, а также гидроокисла железа и сульфида меди при постепенном возрастании Eh

рудноносных растворов окружающими водами бассейна, насыщенными кислородом, по мере удаления от выхода рудоносного источника в центре залежи к ее краям или к другим местам пониженной мощности рудного осадка. Так могла образоваться рудная зональность вдоль простирания (или вдоль полного падения) колчеданных залежей гидротермально-осадочного происхождения.

Но Eh среды рудонакопления возрастал и во времени при затухании процесса привноса рудоносных растворов (т. е. при уменьшении дебита гидротермального источника), что опять-таки должно было приводить к увеличению отношения $\text{Cu}_2\text{S}/\text{FeS}$ в составе отлагавшихся руд и местами к образованию гидроокислов железа, превращавшихся при позднейшем метаморфизме в гематит. Таким способом могла возникнуть рудная зональность и поперек (по мощности) колчеданной залежи с возрастанием содержания меди и окислов железа у ее висячего бока (см. фиг. 3).

Наложение цинковой минерализации на медноколчеданные руды Худесского и других подобных месторождений происходило, по мнению Н. С. Скрипченко, уже в глубинных условиях, после захоронения рудных тел осадочно-гидротермального происхождения. Поэтому первичная зональность химического осадкообразования могла усложняться позднейшим рудным метасоматизмом и рудоотложением в трещинах под контролем структурно-литологических условий.

10. Происхождение зональности первичных ореолов рассеяния на колчеданных месторождениях находится еще в начальной стадии исследования. Первичные ореолы рассеяния на колчеданных месторождениях возникали, несомненно, под влиянием тех же процессов, какие вызвали отложение руды, хотя некоторые исследователи (Росман, 1966) не исключают возможности образования дорудных и послерудных ореолов рассеяния. Дорудные ореолы представлены вкрапленностью пирита, возник-

¹ Как следует из диаграммы (фиг. 20), возрастание щелочности среды минералообразования при некоторых постоянных значениях Eh могло приводить к тому же результату — возрастанию отношения $\text{Cu}_2\text{S}/\text{FeS}$ в суммарном составе осадка сульфидов.

шего при метасоматическом выщелачивании рудовмещающих толщ в связи с инертным поведением железа породообразующих минералов. Этот пирит является носителем металлов Co, Ni, Mn, V, Ti в отличие от более позднего пирита рудообразующих стадий, несущего Pb, Zn, Cu, Mo, Bi, Ag (Воробьев, 1963; Россман, 1966). В процессе массового рудоотложения происходит рассеяние металлов и в виде других рудных минералов, обычных для колчеданных месторождений.

Форма кривых распределения металлов в первичных ореолах рассеяния приводит к заключению, что привнос металлов происходил путем инфильтрации растворов и в гораздо меньшей степени путем диффузии. Зональность инфильтрационных ореолов первичного рассеяния была охарактеризована выше и, как отмечалось, закономерности этой зональности соответствуют закономерностям зональности рудоотложения. Они связаны с интенсивностями проявления той или иной стадии оруденения на данном месторождении и обнаруживают влияние дорудных дизъюнктивных нарушений, литологических и физико-механических особенностей рудовмещающих пород (массивная пористость, отчасти химический состав пород) и контактов между литологически контрастными толщами. Размещение ореолов рассеяния в наиболее пористых и водонасыщенных породах, какими в особенности являются гидротермально измененные породы, отмечает С. У. Вартамян (1961). Более широкие и интенсивные эндогенные геохимические ореолы развиваются в породах с повышенной пористостью и трещиноватостью (Григорян и др., 1971).

Влияние химического состава рудовмещающих пород проявляется, в частности, в поведении бария в первичных ореолах рассеяния. В породах кислого состава (альбитофирах, кварцевых альбитофирах) Ba в форме барита характерен для внешних и промежуточных зон ореола рассеяния; контур ореола бария по бортовому содержанию в 0,1% на многих месторождениях Баймакского района (Южный Урал) проводится на расстоянии 100—150 м от рудного тела; при повышении чувствительности анализа на барий до 0,01% видимые размеры его ореолов увеличиваются в полтора-два раза (Засухин, Логинова, 1963). В породах же основного и среднего состава барий распространен лишь во внутренних и промежуточных зонах ореола (Россман, 1966). Это различие связано, по-видимому, с повышенным содержанием бария в калиевых полевых шпатах кислых эффузивных пород (Лурье, 1963).

Диффузионная миграция элементов при их рассеянии имеет крайне подчиненное значение и определяет строение зон сравнительно небольшой мощности, окаймляющих пути инфильтрационной миграции. Так, диффузионные ореолы железа, входящего в состав околорудных хлоритов, возникших синхронно с колчеданным оруденением, имеют мощность всего порядка 3—5 м (Логинов, Русинов, 1967).

Предполагается, что раздельное осаждение металлов при инфильтрации растворов через горные породы определялось фильтрационным эффектом. По экспериментальным данным Л. Н. Овчинникова (1956), фильтрационный эффект возрастает с увеличением радиуса фильтрующегося гидратированного иона, его коэффициента диффузии и давления на раствор, а уменьшается с возрастанием температуры, размера пор фильтрующей среды и концентрации раствора. Кроме того, дифференциация металлов при фильтрации рудоносного раствора и раздельное осаждение их могло контролироваться электрическим зарядом стенок пор в горных породах. Электрокинетическая природа фильтрационного эффекта и ее возможное геохимическое значение были обстоятельно рассмотрены в статьях Л. Н. Овчинникова, Д. С. Шляпникова, А. С. Шура (1964) и В. А. Жарикова (1968), хотя экспериментальные исследования фильтрационного эффекта все еще не могут считаться законченными.

В последнее время в явлениях фильтрационного эффекта установлена существенная роль процессов бародифференциации, когда на филь-

рацию раствора в направлении градиента давления накладывается бародиффузия компонентов. Однако проявление всех этих факторов фильтрационного эффекта в эмпирически установленных зональных ореолах эндогенного рассеяния элементов на колчеданных месторождениях еще ждет своего исследования. В строении же диффузионных ореолов первичного рассеяния около колчеданных тел пока не обнаружены даже эмпирические закономерности. Так, например, не было установлено существенных различий в распространении Cu, Zn и Pb в пределах единичных изученных диффузионных ореолов (Россман, 1966).

Наряду с рассеянием, обусловленным инфильтрацией жидких растворов и диффузией, в них возможно, по-видимому, рассеяние и в газовой фазе. Предполагается, что в этом случае получают более широкие ореолы рассеяния. Так, на Ахтальском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Закавказье) мощность ореола йода в ненарушенных породах превышает 100 м при его концентрациях от 3 до 25 геохимических фонов ($\text{фон} = 3 \cdot 10^{-5}\%$). Это расстояние несколько больше размеров ореолов первичного рассеяния других элементов-индикаторов (Россман, 1966).

Послерудные ореолы рассеяния обусловлены преимущественно воздействием экзогенных факторов и являются, таким образом, вторичными. Им посвящена специальная литература (Гинзбург, 1960; Засухин, Логинова, 1963; и др.). Из эндогенных факторов формирования вторичных ореолов рассеяния, вероятно, следует отметить роль регионального и контактового метаморфизма высоких ступеней. Однако такие ореолы метаморфического происхождения в колчеданных месторождениях еще не изучались.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЯВЛЕНИЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РУДНЫХ ПОЛЯХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДЛЯ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ, ОБЩЕЙ ОЦЕНКИ ЕГО ПЕРСПЕКТИВ И ДЛЯ ДРУГИХ ПРАКТИЧЕСКИХ ЦЕЛЕЙ

Проявления зональности колчеданного оруденения, его первичных ореолов рассеяния и гидротермального изменения рудовмещающих толщ могут быть использованы в чисто практических целях. При этом отправным пунктом в поисках новых рудных тел должно быть использование зональности пространственно более широких ореолов околорудного гидротермального изменения и первичного рассеяния типоморфных элементов. Так, для истории недавних открытий Иртышского и Новоберезовского колчеданно-полиметаллических месторождений, а также Глубочанского рудного горизонта на Белоусовском месторождении в Рудном Алтае было характерным первоначально обнаружение ореолов гидротермального изменения (Иванкин и др., 1960).

Проявившаяся в колчеданно-полиметаллическом оруденении Прииртышского района Алтая зональность широкого плана (Иванкин, 1959) позволяет прогнозировать тот или иной минералогический тип оруденения в зависимости от характерных черт гидротермального преобразования рудовмещающих толщ. В частности, выявление кордиерит-антофиллитовых пород с реликтами граната и биотита в полях распространения интрузий среднего и основного состава допускает возможность обнаружения здесь халькопирит-пирротиновых руд с арсенопиритом, кубанитом, валлершитом, но при резко подчиненном развитии пирита, сфалерита, галенита. Таковы, согласно П. Ф. Иванкину (Иванкин, 1959; Иванкин и др., 1960), месторождения Карчигинское, Вавилонское, Десятковское.

От этих примеров, по-видимому, следует отличать проявления метаморфической пирротинизации колчеданных тел, первично слагавшихся пиритом в сопровождении халькопирита и других сульфидов. В подобных

случаях минералогическими указателями соответствующего метаморфизма рудовмещающих толщ является широкое развитие в них граната, роговой обманки, биотита и других более высокотемпературных постериорных минералов в сочетании с реликтовыми участками околорудных кварц-серицитовых сланцев и вторичных кварцитов. Примерами настолько метаморфизованных колчеданных месторождений могут считаться Колчеданное, Безмянное и Маукское месторождения на Среднем Урале (Яковлев, 1959), месторождение Янахара в Японии (Hayase, Mariko, 1961, Thisue, 1962), месторождения Бьеркасен, Фольдаль (Garstens, 1941) и Сулительма (Krause, 1956) в Норвегии, месторождения Зильберберг, Дакс, Крауцберг, Байерланд (Maucher, 1939) и другие в Германии.

В отличие от медноколчеданно-пирротиновых месторождений медноколчеданно-пиритовые и медно-цинково-копелитово-пиритовые месторождения сопровождаются кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми метасоматитами с развитием соответствующих более внешних зон гидротермального выщелачивания. В тех случаях, где в окружении кварц-серицитовых пород развились более внутренние зоны высокоглиноземистых алюмосилицитов (корунд-андалузитовые, диаспор-пиррофиллитовые, диаспор-зунитовые, диаспор-алунитовые, топаз-кварцевые и т. п. метасоматиты), колчеданное оруденение нередко бывает существенно пиритным, т. е. серноколчеданным. На это указывают примеры месторождений Кабан I на Среднем Урале (Логинов, 1951), Чирагидзорского (Алиев, 1959, 1966; Кашкай, Алиев, 1960) и Тандзутского (Ачикгезян, 1964) в Закавказье, хотя пиррофиллит-диаспоровые породы в месторождении Хонко рудника Камиката (Япония) заключают в себя медноколчеданные руды, сложенные пиритом, энаргитом, люционитом (Ishikawa, Kurode, Sudo, 1962; Hayashi, 1961).

Наконец, в полях преобладания кварц-карбонатно-хлоритовых метасоматитов, сопровождаемых зонами баритизации и огипсования и жилами кварца с карбонатом, хлоритом, баритом, альбитом, следует ожидать обнаружения колчеданно-полиметаллических руд типа Березовского месторождения на Алтае.

Охарактеризованная корреляция между минеральными типами колчеданного оруденения и сопутствующего гидротермального изменения может ожидать не только в тех районах, где проявилась эндогенная зональность регионального масштаба, но и в пределах отдельных колчеданных полей, если соседние рудные тела слагаются различными химико-минералогическими разновидностями руд. В использовании подобной рудной зональности для поисковых целей уже имеется некоторый опыт на Урале. Так, на основании последовательного размещения рудных тел серноколчеданного, медноколчеданного и цинковистого состава в месторождениях Левиха X и XI А. В. Пэком (1950) было высказано предположение о вероятности такого же размещения руд и в более южном месторождении Левиха XII, где были известны лишь серноколчеданные тела. Этот прогноз при дальнейшей разведке месторождения подтвердился, и запасы медноколчеданных руд месторождения Левиха XII были увеличены.

Несколько позднее при учете проявления рудной зональности как в Левихинском, так и в южнее расположенном Карпушихинском рудном поле, были начаты поиски медноколчеданных руд бурением на промежуточном участке. Ранее здесь были известны лишь серноколчеданные руды Старо-Шайтанского месторождения. Эти поисковые работы привели к находке слепых рудных тел с промышленными запасами богатых медноколчеданных руд, а также вкрапленных цинковых сульфидных руд. При этом размещение руд оказалось, действительно, зональным в соответствии с ожидавшимися прогнозами, хотя медноколчеданные и серноколчеданные руды местами находятся в пределах одного и того же рудного тела.

Как уже отмечалось выше, при зональном строении рудных тел проявляются существенные различия и в характере гидротермальных изменений около каждой рудной зоны. При использовании их для практических целей следует прежде всего выяснить в процессе поисков или разведки, к какому структурно-морфологическому типу принадлежит размещение колчеданных руд относительно ореола гидротермально измененных пород в целом. В круто наклонных линзообразных или жиллообразных рудных телах с хорошо выраженной вертикальной зональностью по падению их нижние части, обладающие серноколчеданным составом, обычно окаймляются монокварцитами и кварц-серицитовыми сланцами с вкрапленностью пирита; верхние же части рудных тел, характеризующиеся медноколчеданным или цинково-колчеданным составом, обычно граничат с зеленокаменно-измененными породами (частично серицитизированными, либо типично пропицитизированными и нередко регионально-метаморфизованными), как это имеет место в месторождении Кабан V (фиг. 12). В других примерах (месторождение Заводское) верхние части рудных тел, более богатые первичными сульфидами меди и цинка, имеют весьма тонкую оторочку кварц-серицит-хлоритового изменения вмещающих порфириров. В обоих случаях рудные тела располагаются внутри клиновидных выступов кварц-серицитовых пород вверх по восстанию пород, что следует учитывать при поисках слепых колчеданных тел.

При поисках оруденения в более эродированных участках, где кварц-серицитовые породы уже пересекаются дневной поверхностью, должно учитываться склонение последних. В этом случае колчеданные руды могут быть обнаружены над погружающимися по склонению участками кварц-серицитовых пород и выходить вместе с последними на поверхность или в пределы зоны окисления (месторождение Кабан I). На Среднем Урале эти закономерности широко использовались В. Г. Щукиным при разведке Кабанских колчеданных месторождений и В. П. Первовым при разведке Заводского и других месторождений Красноуральской группы.

При пологом залегании рудовмещающих толщ колчеданные залежи следует искать в всяких боках зон гидротермального осветления, несущих вкрапленность и прожилки сульфидов, вдоль границы с частично измененными либо зеленокаменно-метаморфизованными породами. Существенные особенности этого случая в пространственном соотношении руд и гидротермально измененных пород выявляются с большей наглядностью и в тех примерах, где пологолежащая и поперечно-зональная колчеданная залежь приняла участие в интенсивном складкообразовании и получила наряду с вмещающими толщами крутое, а иногда и опрокинутое падение. Очень вероятно такое происхождение современного залегания колчеданных залежей в месторождении Раммельсберг, ФРГ, где они находятся в всячем крыле опрокинутой мульды (Ramdohr, 1953), и в Дегтярском месторождении (фиг. 9) на Среднем Урале. В подобных случаях гидротермально измененные породы (обычно кварц-серицитового состава с вкрапленностью и прожилками пирита) ограничивают лишь один бок крутопадающей рудной залежи, сложенной обычно серноколчеданными рудами. Рудоносность подобных участков почти не зависит от степени эрозии кварц-серицитовых пород, поскольку эрозия продвигается здесь лишь в направлении нижнего фланга, а не «корней» колчеданной залежи.

Другая особенность разведки круто поставленных рудных залежей с ясно выраженным поперечным типом зональности — это иная прогнозная оценка вещественного состава руд их нижних флангов. Если в первично-вертикальных колчеданных телах, зональных по падению, нижние фланги, как правило, имеют серноколчеданный состав и переходят вниз по падению в еще более убогие прожилковые пиритовые руды и непромышленную вкрапленность сульфидов, то у вторично-наклоненных

колчеданных залежей, характеризующихся поперечной зональностью, нижние фланги в такой же степени, как и остальные, могут быть обогащены сульфидами меди и цинка. Эта особенность колчеданных залежей, возникающих под экранирующим контролем первично-пологих контактов напластования, характеризовалась выше в качестве концентрической зональности по флангам.

Использование эндогенной зональности строения колчеданных тел и гидротермального изменения вмещающих пород для ориентировки поисков и разведки возможно и в других более сложных случаях. В частности, присутствие баритовой «шляпы» на всиячих боках некоторых пологолежащих колчеданных залежей сложного состава облегчает прогноз местоположения и вероятного полиметаллического состава нижележащих руд. Недавно выявленное резкое возрастание светопреломления хлоритов у контактов с колчеданными рудами (Логоинов, Русинов, 1961, 1967) облегчает поиски бурением тех рудных тел, которые непосредственно граничат с зонами хлоритового гидротермального изменения.

При этом необходимо принять во внимание, что при мощности зон хлоритового изменения более 5—10 м светопреломление хлорита постепенно возрастает с удалением от центра метасоматической колонки (Ачикгезян, Налбандян, 1968). На примерах изучения колчеданных месторождений Северной Армении (Ачикгезян и др., 1968) выявлено также, что серициты, сопутствующие серноколчеданным и медноколчеданным рудам, представлены политипной модификацией $2M_1$ с небольшой примесью серицита $1M$ и реже $3T$. Серициты же, возникшие синхронно с полиметаллическим оруденением, характеризуются преимущественно структурой $1M$ с небольшой примесью $2M_1$.

К категории важных поисковых признаков, опирающихся на эндогенную зональность, принадлежат ореолы первичного рассеяния (Россман, 1957, 1960, 1966; Муканов, Россман, 1960; Засухин, Логоинова, 1963; Ishikawa et al., 1962; Овчинников, Баранов, 1970). Как уже отмечалось, первичный ореол рассеяния любого месторождения можно рассматривать как своеобразную внешнюю зону непромышленной рассеянной рудной минерализации.

Предварительное выявление определенного комплекса рассеянных элементов-индикаторов в пределах ореола гидротермально измененных пород позволяет не только уточнить местонахождение рудной массы, но и прогнозировать в общих чертах вещественный состав руд. При этом по относительным размерам соседних ореолов первичного рассеяния в пределах одного и того же рудного поля при сходном составе вмещающих пород можно в основном судить об относительных размерах соответствующих рудных обособлений. Степень приближения к выявляемому рудному телу при разведке его буровыми скважинами либо подземными выработками может быть определена по зональности первичного ореола рассеяния, в особенности с учетом различия «надрудных» и «подрудных» геохимических ореолов.

Методика выявления и использования первичных ореолов рассеяния с целью поисков месторождений колчеданно-полиметаллической формации характеризуется в специальных статьях Г. И. Россмана (1961, 1966), Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова (1970); В. И. Красников (1960) рекомендует упрощение разведки месторождений, отличающихся сложной морфологией оруденения, путем проведения геологоразведочных работ в два приема: а) разбуривание перспективных участков рудного поля по редкой сети, ориентированной на выявление первичных ореолов рассеяния; б) сгущение разведочных скважин и выработок в пределах выявленных ореолов для обнаружения промышленных рудных залежей.

Наконец, при детальной разведке самих колчеданных тел ориентующее значение имеет и обычная пространственная последовательность

размещения в них главных химико-минералогических и текстурных разновидностей руд. Так, в медно-цинковых колчеданных залежах, обладавших первично-пологим залеганием, верхние зоны и все фланги их слагаются, как правило, массивными рудами, более богатыми медью и цинком, а в колчеданно-полиметаллических залежах — также свинцом и барием. Ниже пиритных, слагающих, как правило, нижнюю зону первично-пологой рудной залежи, могут встречаться жилообразные тела массивных руд и прожилково-вкрапленные руды промышленного значения. В рудных телах, метасоматически возникших под контролем круто наклонных геологических структур, аналогичная зональность характерно проявляется и по падению — в направлении от более богатых медью и цинком руд верхнего фланга к серноколчеданным рудам нижнего фланга, а также по простиранию — от центра и нижнего фланга к более обогащенным полезными компонентами двум остальным флангам залежи. Примеры возможного использования эндогенной зональности гидротермального изменения и оруденения, проявляющейся в рамках колчеданных полей и рудоносных районов, уже приводились выше.

Таким образом, эндогенная зональность рудных полей и рудных тел, ореолов первичного рассеяния и гидротермального изменения рудовмещающих толщ позволяет приходиться к предварительным заключениям и прогнозам:

а) о степени эрозии того или иного рудоносного участка относительно слепых колчеданных руд, судя по степени эрозии ореола гидротермальных изменений и по комплексу химических элементов-индикаторов в приповерхностных зонах этого участка;

б) о первично-пологом или крутом залегании разведываемых колчеданных тел (и, следовательно, о более вероятном типе их эндогенной зональности), судя по ориентировке и строению ореола гидротермальных изменений и по его отношению к напластованию горных пород;

в) о более точном местонахождении колчеданных тел того или иного типа, судя по положению некоторых характерных зон ореола гидротермальных изменений или геохимического ореола;

г) о вероятном химико-минералогическом составе слепых колчеданных руд, судя по комплексу элементов-индикаторов геохимического ореола, а также в ряде случаев по особенностям петрографического состава рудовмещающих измененных пород;

д) о вероятном размещении рудных тел, более богатых первичными сульфидами меди и цинка (в некоторых месторождениях и свинца) относительно выявленных рудных тел серноколчеданного состава и зон вкрапленного оруденения — при известном типе эндогенной зональности в данном рудном теле;

е) о положении в разведываемом зональном рудном теле блоков руды, более богатых полезными компонентами, относительно уже выявленных бурением или горными выработками блоков руды серноколчеданного состава (и наоборот);

ж) о степени приближения по стволу горной выработки или керну буровой скважины к границе искомого рудного тела, судя по изменению светопреломления окolorудных хлоритов, по политипным особенностям серицитов и по зональности геохимического ореола.

Обстоятельное текстурно-парагенетическое изучение зональности уже выявленных и разведанных колчеданных тел приобретает не меньшее значение и в период их промышленного освоения. Результаты этого изучения способствуют детальности технологического опробования руд, а также исследованию их обогащаемости и возможностей извлечения из них полезных компонентов. В стадию же разработки рудных тел результаты предшествовавшего детального исследования их зональности позволяют лучше организовать селективную добычу руд с целью раздельной переработки их по сортам.

- Авдоин В. В. Гидротермальные изменения пород, связанные с колчеданным и полиметаллическим этапами оруденения в Ащebutакском районе Южного Урала.— Вестн. МГУ, 1970, № 1.
- Алиев В. И. Структурные и текстурные особенности колчеданных руд Чирагидзор-Тоганалинского рудного поля.— Изв. АН Аз. ССР, 1957, № 4.
- Алиев В. И. Околорудные изменения рудовмещающих пород в колчеданных месторождениях Малого Кавказа (азербайджанская часть).— В кн. «Труды Первой закавказской конференции молодых научных сотрудников». Ереван, 1959.
- Алиев В. И. О диаспоровых кварцитах и диаспоре из Чирагидзор-Тоганалинских серноколчеданных месторождений. Изв. АН Аз. ССР, серия Науки о Земле, 1966, № 5.
- Амирасланов А. А. К вопросу о фазах оруденения в уральских колчеданных месторождениях.— Проблемы сов. геол., 1934, № 7.
- Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них.— Труды ВИМС, 1937, вып. 124.
- Вчикгезян С. О. Метасоматические образования на Тапдзутском серноколчеданном месторождении.— Изв. АН Арм. ССР, 1964, 17, № 3—4.
- Ачикгезян С. О., Мхитарян Р. Г., Налбандян Э. М. Об особенностях околорудных «серцитов» некоторых колчеданных месторождений Северной Армении.— Докл. АН Арм. ССР, 1968, № 2.
- Ачикгезян С. О., Налбандян Э. М. К вариации среднего показателя преломления N_m хлоритов на некоторых колчеданных месторождениях Северной Армении.— Докл. АН Арм. ССР, 1968, № 5.
- Барнс Х., Куллеруд Г. Равновесия в системе Fe—S—O в водных растворах, содержащих серу, и их корреляция с рудоотложением.— В кн. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3, Изд-во «Мир».
- Барнс Х. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». (Пер. с англ.). Изд-во «Мир», 1966.
- Бетехтин А. Г. О минераграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, 80, в. 2.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, 80, вып. 2.
- Болтыров В. Б. Метасоматические изменения вулканогенных пород Джусинского колчеданного месторождения (Южный Урал).— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области», вып. 2. Челябинск, Южно-Уральск. кн. изд-во, 1967.
- Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал).— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 1.
- Бородаевская М. Б., Пирожок П. И., Курбанов Н. К., Нафиков У. С. Возрастные взаимоотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал).— В кн. «Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений».— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.
- Буадзе В. И. Околорудные измененные породы Худесского медноколчеданного месторождения (Северный Кавказ).— Труды Кавказск. ин-та мин. сырья, 1964, вып. III (5).
- Буслав Ф. П. Метаморфизм серцитов из уральских колчеданных месторождений на примере Зюзельского и Гайского месторождений.— В кн. «Второе Уральское петрографическое совещание (тезисы докладов). Базальтоидный магматизм и его металлогения». Свердловск, 1966.
- Вартамян С. У. Некоторые данные о поисковом значении ореолов рассеяния и физико-механических свойств пород медноколчеданных месторождений Северной Армении.— Изв. Высш. уч. зав. серия геол. и разв., 1961 № 1.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Высокоглиноземные фации вторичных кварцитов в Среднем Камчатском хребте.— Геохимия, 1964, № 7.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Изд-во «Недра», 1964.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Воробьев Ю. Ю. Внутреннее строение рудоносной зоны Иртышского месторождения.— Труды Алтайского горно-металлургического н.-и. ин-та АН Каз. ССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.
- Воробьев Ю. Ю. О поисковом значении пиритов в гидротермально измененных зонах Березовско-Белоусовского рудного поля.— Труды Алтайск. горно-металлургического н.-и. ин-та Каз. ССР, 1963, 16.
- Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф., Кузбный В. С., Лиходед Р. Я. Взаимоотношения гидротермального метаморфизма и сульфидного оруденения на Березовско-Белоусовском рудном поле.— Труды Алтайск. горно-металлургического н.-и. ин-та АН Каз. ССР, 1960, 8.

- Воробьев Ю. Б., Иншин П. В. Инфильтрационная метасоматическая зональность на колчеданно-полиметаллических месторождениях Иртышской зоны смятия на Алтае.— В кн. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму». Л., 1966.
- Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3.
- Гинзбург И. И. Геохимические поиски слепых рудных тел.— «Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол.— В кн. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики», раздел 1. Госгеолтехиздат, 1960.
- Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. Междун. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол.— В кн. «Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.
- Говоров И. Н. Об изменении состава рудосносных дистиллятов в процессе кристаллизации гранитной магмы.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования, т. II. Прага, 1965.
- Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн. «Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая». (Труды Всес. аэрогеологического треста, вып. 3). Госгеолтехиздат, 1957.
- Горох А. В. О высокоглиноземистой минерализации в боковых породах Красногвардейского колчеданного месторождения (Средний Урал).— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1963.
- Григорян С. В., Зубов М. А., Розанов Ю. А. Роль физико-химических свойств горных пород в формировании первичных ореолов.— Тезисы сов. «Роль физико-химических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений». Изд. ИГЕМ АН СССР, 1971.
- Гудалин Г. Г., Ковалев Ф. И. Медь.— В сб. «Оценка месторождений при поисках и разведках», вып. 6. Гос. изд-во геол. лит., 1951.
- Дербинов И. В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 1.
- Жариков В. А. Экспериментальное исследование кислотно-основного фильтрационного эффекта.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Жариков В. А. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта.— В кн. «Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии». Изд-во «Наука», 1968.
- Заварицкий А. Н. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала (бывш. Сан-Донат) на Среднем Урале.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Засухин Г. Н. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов в условиях Башкирии.— В кн. «Проблемы изучения месторождений цветных металлов на Южном Урале». Уфа, 1960.
- Засухин Г. Н. О комплексе элементов-индикаторов при геохимических поисках колчеданных месторождений на Южном Урале.— Ученые записки Саратовского гос. ун-та, 1961, 67, вып. геологический.
- Засухин Г. Н., Логинова Л. А. Опыт применения геохимических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванкин П. Ф. Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны смятия на Алтае.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 4.
- Иванкин П. Ф., Кузубный В. С., Иншин П. В. Околорудные изменения как поисковый признак на руды на примере месторождений Прииртышского рудного района Алтая.— Труды Алтайского горно-металлургического н.-и. ин-та АН Каз.ССР, 1960, 8.
- Иванкин П. Ф., Митряева Н. М. Процесс развития медной и свинцово-цинковой минерализации в серных колчеданах Николаевского месторождения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 9.
- Иванкин П. Ф., Митряева Н. М. Некоторые итоги структурно-парагенетического изучения сульфидной залежи Николаевского месторождения на Алтае.— Труды Алтайск. горно-металлургического н.-и. ин-та АН Каз.ССР, 1957, 5.
- Иванкин П. Ф., Митряева Н. М., Пуркина З. А. Типы руд и стадии рудообразования на Новоберезовском месторождении.— Труды Алтайск. горно-металлургического н.-и. ин-та АН Каз.ССР, 1960, 8.
- Иванов В. В. О роли подземных вод в газогидротермальной деятельности современного вулканизма.— В кн. «Современный вулканизм» (Труды 2-го Всес. вулканол. сов. т. I). Изд-во «Наука», 1966.
- Иванов С. Н. Изучение зон роста пирита в колчеданных месторождениях Урала.— Записки Всес. мин. об-ва, 1950, 79, вып. 2.
- Иванов С. Н. О характерных особенностях рудных месторождений колчеданного типа.— Труды Горно-геол. ин-та

- Уральск. фил. АН СССР, 1955, вып. 26, минералогич. сб. № 3.
- Иванов С. Н.* Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем.— Докл. АН СССР, 1966, 169, № 1.
- Иванов С. Н., Егоров П. И.* Карабашские месторождения медноколчеданных руд.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 7. Свердловск, 1958.
- Иванов С. Н., Меркулов М. И.* Дегтярское колчеданное месторождение. М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Иванов С. Н., Рокачев С. А.* Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 6.
- Инишин П. В., Инишина В. М.* Гидротермальные изменения Заводинского рудного поля.— Труды Алтайск. горно-металлургического н.-и. ин-та АН Каз. ССР, 1960, 8.
- Исмагилов М. И.* Особенности минерального состава, структур и текстур руд колчеданного месторождения им. XIX партсъезда.— В кн. «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала», Уфа, 1962.
- Исмагилов М. И.* О сульфидной минерализации в туфо-известняковых брекчиях месторождения им. XIX партсъезда.— В кн. «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала», Уфа, 1962.
- Кашкай М. А., Алиев В. И.* Зуннит и зуннитсодержащие породы.— Труды ин-та геол. им. И. М. Губкина, т. XX. Баку, 1960.
- Каюпов А. К., Каюпов А. Д.* Полиморфные модификации серпидитов из околорудно измененных пород месторождений Акбастау и Кусмурун (Центральный Казахстан).— В кн. «Критерии рудоносности метасоматитов». Алма-Ата, 1969.
- Кизай П. П.* Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Киношита К.* О генезисе месторождений Куромоно. Пер. с англ. М.—Л., Цветметиздат, 1932.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности — щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах.— В кн. «Материалы к всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел» Госгеолтехиздат, 1958.
- Коржинский Д. С.* Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
- Коржинский Д. С.* Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала» (Труды I Уральск. петрограф. сов., т. II. Вулканогенные формации). Свердловск, 1963.
- Коржинский Д. С.* Режим кислотности при послемагматических процессах.— Междун. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Изд-во «Недра», 1964.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов.— В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании», Изд-во «Недра», 1966.
- Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. Изд-во «Наука», 1969.
- Королев А. В.* Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Королев Д. Ф., Козеренко С. В.* Экспериментальное изучение условий образования сульфидов железа из растворов.— Докл. АН СССР, 1965, 165, № 6.
- Красников В. И.* Глубинные поиски рудных месторождений по первичным ореолам.— Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Госгеолтехиздат, 1960.
- Кривцов А. И.* Условия локализации медноколчеданного оруденения в Бурибайском рудном поле.— В кн. «Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений».— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.
- Куллеруд Г.* Обзор и оценка современных исследований сульфидных систем, имеющих геологическое значение. Пер. с англ.— В кн. «Проблемы эндогенных месторождений», т. 3. Изд-во «Мир», 1966.
- Курицина Г. А.* Геолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи северной части Красноуральского района.— Труды Горно-геологического ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1958, вып. 33.
- Логинов В. П.* Реликтовые гипогенные минералы в боковых породах Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Логинов В. П.* Зуннит и содержащие его горные породы с Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Логинов В. П.* Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Логинов В. П.* Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал).— Труды Ин-та геол. наук

- АН СССР, 1951, вып. 134, серия рудн. месторожд., № 15.
- Логинов В. П.* Основные типы первичной зональности колчеданных месторождений Урала.— В кн. «Материалы к всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел», Гостеолтехиздат, 1958.
- Логинов В. П.* Закономерности локализации колчеданных месторождений на Среднем Урале и некоторые вопросы их генезиса.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Логинов В. П.* Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Логинов В. П.* О генетическом родстве серно-сульфидных месторождений с типичноколчеданными. Докл. АН СССР, 1969, 189, № 3.
- Логинов В. П., Русинов В. Д.* Вариация состава хлоритов в некоторых колчеданных месторождениях Урала.— В кн. «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1960 г.», М., 1961.
- Логинов В. П., Русинов В. Л.* Новые данные по градиции светопреломления хлоритов около некоторых колчеданных тел.— В кн. «Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1966 г.», М., 1967.
- Логинов В. П., Русинов В. Л., Колесова А. Н., Симбирягина З. П.* Контактные взаимоотношения некоторых даек плагиоклазового порфирита с колчеданной рудой месторождения Левиха Южная (Средний Урал).— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. II. Изд-во АН СССР, 1963.
- Лурье Л. М.* К вопросу о миграции бария и стронция в процессе метасоматоза вмещающих пород Замбаракского рудного поля.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 5.
- Мазурин К. П.* Новые данные о структуре месторождения им. III Интернационала.— Разведка и охрана недр, 1956, 1.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд-во «Наука», 1965.
- Муқанов К. М., Россман Г. И.* Первичные ореолы рассеяния некоторых полиметаллических и медных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая.— Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Гостеолтехиздат, 1960.
- Набоко С. И.* Вулканические экзгалактины и продукты их реакций.— Труды лаборатории вулканологии, вып. 16. Изд-во АН СССР, 1959.
- Набоко С. И.* Метаморфизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления.— В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Наковник Н. И.* Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 1.
- Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1964.
- Нехорошев В. П.* Закономерности распределения рудных месторождений Алтая.— Сов. геология, 1948, № 29.
- Овчинников Л. Н.* Геохимическая подвижность элементов по экспериментальным данным.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 1.
- Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н.* Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 2.
- Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С.* Мобилизация и перенос веществ при эндогенном рудообразовании.— В кн. «Междун. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Изд-во «Недра», 1964.
- Пастухов И. П.* Некоторые особенности колчеданного месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал).— Сборник материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 5. Изд-во ЦНИГРИ «Главгеология РСФСР», 1961.
- Первов В. П.* Красноуральская группа колчеданных месторождений.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 7. Свердловск, 1958.
- Первов В. П.* Кабанская группа медных месторождений.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 7. Свердловск, 1958.
- Первов В. П.* Колчеданные месторождения и вмещающие их толщи (Кабанские месторождения).— В кн. «Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии» (1-е Уральск. петрограф. сов.). Свердловск, 1961.
- Петровская Н. В.* Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Труды ин-та ЦНИГРИ, 1961, вып. 40.
- Петровская Н. В.* О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
- Петровская Н. В., Гриненко Л. Н., Чупахин М. С.* Опыт применения метода изотопного состава серы при изучении медноколчеданного месторождения Учалы (Южный Урал).— Геохимия, 1958, № 8.
- Поликарпов А. И.* Метаморфизм в Ново-Черкасской зоне зачаточного колчеданного рудообразования (Гайский рудный район).— В кн. «2-е Уральское петрограф. сов. (Тезисы докладов, III)». Свердловск, 1966.
- Поткин Ф. М.* Медноколчеданные месторождения Кировградского района.— В кн. «Материалы по геологии и по-

- лезным ископаемым Урала», вып. 7. Свердловск, 1958.
- Прокин В. А.* Выбор рациональной методики разведки Сибайевского месторождения.— Сб. материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 5. Изд-во ЦНИГРИ «Главгеология РСФСР». М., 1961.
- Прокин В. А.* Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал).— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Прокин В. А.* Оценка колчеданных рудопроявлений по метасоматическим изменениям вмещающих пород (на примере Урала).— Сов. геология, 1967, № 9.
- Прокин В. А. Рудаков В. М., Солодкий Н. Н.* Метасоматические породы колчеданных месторождений Южного Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала» (Труды 1-го Уральск. петрограф. сов., т. II). Свердловск, 1963.
- Пшеничный Г. Н., Шадлуи Т. Н.* О полосчатых и сланцеватых текстурах руд Гайского месторождения на Южном Урале.— Геол. рудн. месторожд., 1962, № 6.
- Пэк А. В.* Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Росман Г. И.* Опыт изучения первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений рудного Алтая.— В кн. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР». Госгеолтехиздат, 1957.
- Росман Г. И.* Первичное рассеяние металлов в боковых породах Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай).— Сов. геология, 1960, № 6.
- Росман Г. И.* Прикладное использование первичных ореолов рассеяния с целью поисков полиметаллических месторождений.— Информ. сб. геолого-разведочной службы Рудного Алтая. Усть-Каменогорск, 1961.
- Росман Г. И.* Эндогенные геохимические аномалии и их значение для поисков рудных месторождений.— В кн. «Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1966.
- Рябов В. В., Ручкин Г. В.* О применении декрептометрического метода к изучению сульфидных минералов медноколчеданных месторождений Южного Урала.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 2.
- Свинцовые и цинковые месторождения Центрального Перу.*— В кн. «Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». ИЛ, 1953.
- Сеиридов В. В.* Околорудные изменения на Урупских колчеданных месторождениях (Северный Кавказ).— В кн. «Ма- териалы по околорудному метасоматизму». Л., 1966.
- Сергиевский В. М.* Проявления колчеданной минерализации к северу от Красноуральска.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 5.
- Скрипченко И. С.* Окислительно-восстановительные условия среды как причина первичной зональности в некоторых месторождениях меди.— Геохимия, 1963, № 4.
- Скрипченко И. С.* Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях.— Междуна. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. «Изд-во «Недра», 1964.
- Смирнов В. И.* Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестн. МГУ, 1960, № 2.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1965.
- Смирнов В. И.* Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Смирнов В. И.* Вопросы геологии рудных месторождений на 11-й сессии Тихоокеанского научного конгресса в Токио.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.
- Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений». Изд-во «Недра», 1968.
- Смирнов В. И., Бородаев Ю. С., Старостин В. И.* Колчеданные руды и месторождения Японии.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я.* Геологические особенности образования колчеданных месторождений Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Сидоренко З. В.* Возрастные взаимоотношения полиметаллических месторождений с герцинскими интрузиями в Рудном Алтае.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана». (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 94). М., 1963.
- Старостин В. И.* Влияние физико-механических свойств горных пород Блявинского рудного поля на локализацию колчеданного оруденения.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 4.
- Тарантов А. С., Ермолаев К. Ф.* Закономерности взаимосвязи рудообразующих элементов в рудах Николаевского серноколчеданно-полиметаллического месторождения.— Труды ин-та геол. наук им. К. И. Сатпаева, 1966, 17 (Алма-Ата).
- Уайт Д. Е., Уоринг Г. А.* Вулканические эманации. Пер. с англ.— В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». Изд-во «Мир», 1965.
- Филимонова А. А.* Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 3.
- Чекваидзе В. Б.* К вопросу о результатах воздействия остаточных рудоносных

- растворов при формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая.— В кн. «Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений». (Труды ЦНИГРИ, вып. 67). Изд-во «Недра», 1967.
- Червяковский Г. Ф.* Месторождение им. III Интернационала (бывшее Сан-Донатто).— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 7. Свердловск, 1958.
- Чурилина Н. Н., Фоминых Н. Я.* Изменения вмещающих эффузивов некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала.— В кн. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала» (Труды 1-го Уральск. петрограф. сов. т. II). Свердловск, 1963.
- Шадлуи Т. Н.* Некоторые признаки метаморфизма в колчеданных рудах (месторождение им. III Интернационала).— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шадлуи Т. Н.* Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. Пер. с нем. 3-го изд. (1955). ИЛ, 1958.
- Яковлев Г. Ф.* Об образовании различных подтипов полиметаллических месторождений.— Изв. Высп. учебн. зав. геол. и разв., 1959, № 12.
- Яковлев Л. И.* О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала.— Труды ин-та «ЦНИГРИ», вып. 29. М., 1959.
- Яковлев Л. И.* Гидротермально-метасоматические породы колчеданных рудных полей северо-востока Центрального Казахстана.— Труды ин-та «ЦНИГРИ», 1965, вып. 63.
- Ярощ П. Я.* О двух стадиях серицитизации на Зюзельском колчеданном месторождении.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 6.
- Allen E. T., Crenshaw J. L.* Effect of temperature and acidity in the formation of marcasite and wurtzite.— Amer. J. Sci., 1914, 4th ser., 38.
- Allen E. T., Crenshaw J. L., Johnston J., Larsen E. S.* Mineral sulphides of iron.— Amer. J. Sci., 1912, 4th ser., 33.
- Arnold R. G.* Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743° C.— Econ. Geol., 1962, 57, N 1.
- Arnold R. G.* Pyrrhotite Phase Relations below 304 ± 6° C at 1 atm. total pressure.— Econ. Geol., 1969, 64, N 4.
- Anger G., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W.* Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany).— Econ. Geol., 1966, 61, N 3.
- Barnes H. L.* Mechanisms of mineral zoning.— Econ. Geol., 1962, 57, N 1.
- Brief outline of the Black Ore Deposits in Northern Akita area Akita mine. The Dowa Mining Co., LTD, 1966.
- Garstens C. W.* Zur Frage der Metamorphose der Schwefelkieserze.— Get Kongelige Norske Videnskabers Selskab, Forhandling, 1941, 14, N 3.
- Geology and ore deposits of the Shakanai Mine. Section of ore exploration, Shakanai Mine. Nippon Mining Co., Ltd., 1966.
- Graton L. C., Bowditch S. I.* Alkaline and acid solutions in hypogene zoning at Cerro de Pasco.— Econ. Geol., 1936, 31, N 7.
- Hayase K., Mariko T.* On the Thermal-metamorphism of the ore-body of Janahara Mine.— J. Geol. Soc. Japan, 1961, 67, N 784.
- Hayashi H.* Mineralogical study on alteration product from altered aureole of some «Kuroko» deposits.— J. Min. Soc. Japan, 1961, 5.
- Hegemann Tr.* Über die Entstehung der sulfidischen Erzlager des ostbayerischen Grenzgebirge.— Fortschritte der Mineral., Kristallogr. und Petrogr., 1937, 21.
- Horikoshi E., Sato T.* Volcanic activity and Ore Deposition in the Kosaka Mine.— In «Volcanism and Ore Genesis». University of Tokyo Press. Tokyo, 1970.
- Ishii Y.* Geological structure and characteristic of black ore deposits of the Aina Mine.— J. Japan Assoc. Min., Petrol. and Econ. Geologists, 1964, 52, N 4.
- Ishikawa H., Kuroda R., Sudo T.* Minor elements in some altered zones of «Kuroko» (Black ore) deposits in Japan.— Econ. Geol., 1962, 57, N 5.
- Iwao S.* Hydrothermal Gypsum Deposits of the Wanibuchi Mine, Japan, with special reference to alteration of wall rocks.— Japanese Journ of Geol. and Geogr., 1956, 27, N 2-4.
- Iwao S., Kishimoto T., Takahashi K.* Wall Rock alteration of the Kosaka Mine, Akita prefecture, Japan.— Report N 162 Geological Survey of Japan. Tokyo, 1954.
- Kajiwara Y.* Syngenetic Features of the Kuroko Ore from the Shakanai Mine.— In «Volcanism and Ore Genesis». University of Tokyo Press. Tokyo, 1970.
- Kato T.* Some characteristic features of the ore deposits of Japan, related genetically to the late tertiary activity.— Japan, J. Geol. and Geogr., 1928, 6.
- Kinkel A. R.* Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement.— Econ. Geol., 1966, 61, N 4.
- Kinoshita K.* On the «Kuroko» (Black ore) deposits.— Japan. Journ. of Geol. and Geogr., 1931, 8, N 4.
- Kraume E., Dahlgrün F., Ramdohr P., Wilke A.* Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar.— Monogr. Deutsch. Biel-Zink. Erzlagerstätten Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. 1955, Heft 18.
- Krause H.* Zur Kenntnis der metamorphen Kieslagerstätte von Sulitjelma (Norwegen).— Neues Jahr. Min. Abh., 1956, 89, Heft 1.
- Kullerud G., Yoder H. S.* Pyrite stability relations in the Fe—S System.— Econ. Geology, 1959, 54, N 4 (Русск. пер. в кн. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 3. Изд-во «Мир», 1966).
- Lundquist D.* X-ray studies on sulfides of nickel and iron obtained by precipitati-

- on from water solutions.—Arkiv för Kemi mineralogi och geologi, 1947, 24^A, N 23.
- Maucher A.* Über die Kieslagerstätte der Grube «Bayerland» bei Waldsässch in der Oberpfalz.—Zeitschr. für angewandte Mineralogie, 1939, 2, Heft 2.
- Outline of the geology and ore deposits of the Kosaka Mine. Akite Mine, The Dowa Mining Co., Ltd., 1966.
- Outline of the Furotope Mine. Mitsubishi Metal Mining Co., Ltd., 1966.
- Outlook of Aina Mine (Nitto Metal Mining Co. Aina Mine), 1966.
- Park Ch. F.* Zoning in ore deposits. The Pulsation theory and the role of structure in zoning.—В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Ramdohr P.* Mineralbestand, strukturen und genesis des Rammelsberg-Lagerstätte.—Geol. Jahrbuch, 1953, 67.
- Rickard D. T.* The chemistry of iron sulphide formation at low temperatures.—Stockholm contributions in geology, 1969, 20.
- Rosenthal G.* Versuche zur Darstellung von Markasit, Pyrit und Magnetkies aus wässrigen Lösungen bei Zimmer temperature.—Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 1956, 5.
- Rusinov V. L.* Some peculiarities of the wall rock metasomatism at shallow depth in the Kamchatka-Kurile province. Transaction of XI Pacific Sci. Congr., 1966, 4.
- Takeuchi T., Takahashi I., Abe H.* Wall-rock alteration and genesis of sulphur and iron sulphides deposits in northern Japan.—Sci. Reports of the Tohoku University, 1966, ser. III, IX, N 3.
- Thsusue A.* Genetic consideration of magnetite and pyrrhotite in pyritic deposits Janahara district, Southwestern Japan.—Econ. geol., 1962, 57, N 6.
- Vokes T. M.* Remarks on the origin of the Cyprus pyritic ores.—Can. Min. Metallurg. Bull., March, 1966.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТОВ ЗОНАЛЬНОСТИ

Первые детальные работы, посвященные проблеме зональности рудных полей и районов, в значительной мере базировались на данных, характеризующих размещение золотого оруденения и вариации его особенностей (Thompson, Gonigle, 1925, 1929). В дальнейшем, за многие годы разведки, разработки и изучения золоторудных месторождений, были накоплены обширные материалы наблюдений, позволяющие судить о резко выраженной изменчивости их состава и строения. Вместе с тем, анализ таких материалов в большинстве случаев не был связан с задачами выявления и исследования зональности конкретных рудных полей, представления о которой развивались сравнительно медленно.

Длительный период внимание геологов сосредоточивалось, в основном, на закономерностях, определяющих положение золотого оруденения в схемах региональной зональности рудных районов и провинций. Развивались идеи В. Эммонса, П. Ниггли, А. Е. Ферсмана, В. Линдгрена и других ученых, создавших концепцию геохимических концентров в околоинтрузивных пространствах; смена зон представлялась следствием эволюции металлоносных растворов по мере их движения в стороны от материнских магматических тел. По В. Эммонсу при удалении от контактов интрузивов сменяются зоны: Sn — W — As — Bi — Au — Cu — Zn — Pb — Ag — Au — Sb — Hg; золото занимает в этом ряду две позиции. По А. Е. Ферсману (1955), Au присутствует в нескольких зонах, как непосредственно близких к материнскому очагу, так и удаленных от него на расстояния свыше 2 км, т. е., в отличие от многих других рудогенных элементов, является почти сквозным металлом концентров. Эти идеи, как универсальная основа для интерпретации пространственных взаимоотношений разнотипного оруденения, были затем отвергнуты, хотя не исключалось их значение для отдельных регионов.

Данные последних лет показывают, что в ряде районов зоны золотой минерализации занимают закономерное положение по отношению к магматическим телам. Например, в Приморье золото-кварцевые месторождения расположены лишь на определенных расстояниях (1—6 км) от гранитоидных массивов сенонского возраста; с приближением к последним они сменяются золотоносными кварц-арсенопиритовыми, затем — кварц-молибденитовыми или кварц-вольфрамитовыми месторождениями; в более удаленных зонах развит лишь антимонит (Кунаев, 1963). В Верхне-Индигирском рудном районе мезозойское золотое оруденение размещается в зоне 3—15 км от контактов меловых интрузивов; к апикальным частям последних тяготеет зона олово-вольфрамовой минерализации, в удалении от интрузивов встречаются сурьмяные и свинцово-цинковые рудопроявления (Гавриков, 1957).

Приведенные примеры, казалось бы, согласуются с упомянутыми выше представлениями об околоинтрузивных геохимических концентрах, однако имеются данные, свидетельствующие о более сложной природе зональности рудных районов. В ряде областей элементы зональности,

подобные отмеченным выше, проявляются в связи с крупными тектоническими структурами. Например, в Кузнецком Алатау по мере удаления от осевой части девонской синклинали сменяются зоны полиметаллической, затем золото-висмут-медной и далее — золото-мышьяковой минерализации. По мнению исследователей (Васильев, Шубин, 1968), эта смена отражает на современном эрозионном срезе проявления вертикальной зональности: золото-мышьяковое оруденение располагается наиболее глубоко (1,5—2 км ниже основания девонской вулканогенной толщи), а полиметаллическое — тяготеет к верхним частям разреза. В северо-западной части Тихоокеанского пояса отмечается приуроченность золотого, а также свинцово-цинкового, сурьмяного и ртутного оруденения к краевым, а редкометальных месторождений — к центральным частям мезозойских прогибов (Ициксон и др., 1960). Периферическое положение сурьмяной минерализации в сложных рудных поясах, содержащих зоны золотого оруденения, является довольно обычным (Williams, 1958). Региональная зональность таких поясов отмечается в Забайкалье (Смирнов, 1944), Узбекистане (Хамрабаев, 1958), на Алтае (Леонтьев, 1965), в Южном Приморье, Корее (Радкевич и др., 1966).

В некоторых областях проявления золота, сурьмы, ртути локализованы в зонах тектонического погружения, а олова, вольфрама, молибдена — в зонах поднятий (Chauris, 1968). В Забайкалье золото и молибден сосредоточены в одном крупном рудном поясе, но в пределах последнего проявления золота приурочены к опущенным, а молибдена — к поднятым блокам (Тимофеевский, 1967₁).

Примечательна способность зон золотой минерализации занимать различные позиции в крупных зональных рудных поясах и в ореолах разнотипного оруденения вокруг интрузивов. Так в некоторых районах Невады золото-серебряные месторождения расположены между внутренними медно-золотыми и внешними свинцово-цинковыми зонами, причем последние сменяются далее сурьмяной минерализацией (Roberts, Arnold, 1965). В районе Айдахо золотые месторождения, напротив, находятся во внутренней, а медные — в удаленной зоне (Thompson, Gonigli, 1925).

Протяженные пояса золотого оруденения нередко перекрывают меньшие по размерам площади распространения других металлов, что противоречит концепции геохимических концентров. Вопрос решается относительно просто, когда устанавливается различие возраста золотой и незолотой минерализации, контролируемых зонами одновременных тектонических нарушений. В таких случаях зональность рудных районов может рассматриваться как структурная, однако подобные представления оказываются недостаточными для объяснения особенностей расположения близких по возрасту и различных по составу месторождений. Остаются неясными причины, определяющие появление весьма протяженных, прослеживаемых на десятки и сотни километров, линейных «золотых поясов», значительно более крупных, чем площади распространения редкометального и другого оруденения. Примером может служить пояс Енисейского кряжа, местами накладывающийся на небольшие поля редкометальной минерализации, сосредоточенные в экзоконтактовых ореолах протерозойских гранитоидных интрузивов. Аналогичные соотношения зон золотого и близкого по возрасту вольфрамового оруденения отмечаются в Западном Узбекистане и некоторых других областях. Анализ отмеченных особенностей привел одного из авторов к выводу о том, что они свидетельствуют о пространственной разобщенности источников разных по составу металлоносных растворов (магматических или внемагматических) при более глубинном расположении тех, с которыми связано формирование руд золота (Петровская, 1956, 1967). Процессы минерализации, обусловленные деятельностью разноглубинных растворов, развивались в известной мере независимо друг от друга. Доказательствами этого являются четкие различия

наборов устойчивых минеральных ассоциаций, свойственных каждому типу оруденения, сохраняющиеся даже в тех случаях, когда представители разных типов имеют один и тот же возраст и расположены в соседних участках.

В отдельных районах, отличающихся сложной металлогенией, рассматриваемые процессы протекали почти в одно и то же время. Это предположение основывается на следующих данных. Поля золотого и незолотого оруденения частично перекрывают друг друга; в местах их совмещения в золоторудных телах появляются чуждые им минеральные парагенезисы из других «наборов», характерных для развитой по соседству инородной минерализации, причем они нередко попадают в «возрастные вилки» между собственно золотоносными парагенезисами. Примером может служить Ключевское золоторудное поле, соседнее с Давендинским месторождением молибдена (Забайкалье). Здесь агрегаты молибденоносного кварца пересекаются кварц-турмалиновыми жилами, характерными для ранней стадии золоторудного процесса. Эти жилы местами рассечены более поздними прожилками кварца с молибденитом (вторая стадия формирования молибденитовых руд). Трещины в тех и других агрегатах залечены минералами поздней золотоносной сульфидно-кварцевой парагенетической ассоциации. Еще более выразительны подобные признаки в участках пространственного совмещения полей золото-кварцевых жил и близких к ним по возрасту редкометальных пегматитов в центральной части Енисейского кряжа. Жилки ранней сульфидной ассоциации секут здесь тела пегматитов и сами пересекаются более поздними прожилками пегматитов. Важно то, что за пределами участков пространственного совмещения чуждые ассоциации минералов в обоих типах оруденения исчезают.

В последние годы гипотеза «многокамерной» магматической деятельности и разноглубинных источников металлоносных растворов поддерживается рядом исследователей (Томсон, Константинов, 1961; Котляр, 1965 и др.). Для наших целей важно, что с этих позиций получают объяснение вариации пространственных взаимоотношений зон золотого и незолотого оруденения, а также некоторые сложные типы зональности рудных районов и рудных полей.

Трактовка вопросов региональной зональности тесно связана с представлениями не только о расположении источников рудного вещества, но и о природе таких источников. Развивающаяся в настоящее время дискуссия по этой проблеме находит свое отражение и во взглядах исследователей зональности золотоносных районов. Часть из них исходит из признания главной рудогенерирующей роли процессов метаморфизма, причем предполагается метаморфогенная мобилизация золота, первично рассеянного в породах (Boyl, 1959; Щербаков, Пережогин, 1963; Щербаков, 1967; Моисеенко, 1965; Буряк, 1966, 1968; Бадалов, 1965 и др.). Положение поясов золотого оруденения рассматривается как подчиненное зонам метаморфизма определенной ступени. В качестве примера указывается Ленский район, в пределах которого золотоносные жилы сосредоточены в зонах серицит-хлоритовой субфации метаморфизма, слабо золотоносные кварцевые жилы и золото-сульфидная вкрапленность — в породах биотит-хлоритовой субфации, незолотоносные кварцевые жилы — в зонах эпидот-амфиболитовой фации, а пегматиты — находятся в породах, относимых к амфиболитовой фации (Буряк и др., 1968). В рудных районах Приамурья В. Г. Моисеенко (1965) отметил повышенные концентрации золота в зонах пород, метаморфизм которых отвечает биотит-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой субфациям. Эти закономерности рассматриваются как доказательства метаморфогенной природы золоторудных месторождений, однако подобные выводы не являются бесспорными. Нельзя не учитывать того, что изменения пород, серицит-хлоритовой субфации, непосредственно предшествовавшие формированию золоторудных тел,

накладывались на значительно более ранние проявления регионального метаморфизма, во многих случаях не проявляя прямой зависимости от характера и степени такого метаморфизма. В тех районах, изучение которых дает достаточно убедительные доказательства метаморфогенной перегруппировки кремнезема и золота, участвовавших в составе пород, масштабы таких явлений и их значение для образования достаточно крупных концентраций золотых руд все еще остаются неясными.

В ряде областей (Казахстан, Забайкалье, Урал и др.) выявляются признаки более тесных связей золотого оруденения с магматизмом, чем это представляется сторонникам метаморфогенной гипотезы. Протяженные пояса золотого оруденения совмещены с зонами концентрации магматических тел, относящихся к той же эпохе; в одних районах это области распространения крупных гранитоидных массивов корового типа (Енисейский кряж), в других — огромные зоны даек и малых интрузивов (Забайкалье, Восточные районы СССР и др.). Для многих районов характерно соседство мощных зон и крупных областей распространения пегматитов (Ленский район, южная часть Енисейского кряжа и др.); эта особенность заслуживает специального исследования.

Золотое оруденение всюду приурочено к зонам более или менее интенсивных гидротермальных изменений пород. Такие изменения, как упоминалось выше, зачастую не соответствуют той фации регионального метаморфизма, которая проявлена в данном районе; вместе с тем они обладают чертами однотипности для определенных рудных формаций. Месторождения, образованные в условиях больших и средних глубин, сопровождаются серицитизацией, хлоритизацией, многократным окварцеванием, сульфидизацией пород, а на малых глубинах — их пропилитизацией, аргиллизацией, адуляризацией, окремнением, образованием вторичных кварцитов. Вопрос об отношении золотой минерализации к скарнам все еще остается дискуссионным. В ряде областей (Западная Сибирь, Узбекистан и др.) известны месторождения золотоносных скарнов, часть которых разрабатывается на золото. Вместе с тем поля распространения золотой минерализации обычно не полностью совпадают с зонами скарнирования пород и нередко выходят за пределы последних; в региональном плане пояса золотого оруденения, как правило, более значительны по размерам.

Переходя к рассмотрению зональности отдельных золоторудных полей, следует отметить, что в ее трактовке, как и в отношении природы региональной зональности, нет единых точек зрения. Многие исследователи, вслед за С. С. Смирновым, Ф. И. Вольфсоном и другими учеными, признают, что в размещении разновременных минеральных ассоциаций главную роль играли элементы структуры рудных полей (пульсационная зональность). В ряде работ подчеркивается влияние вмещающих пород, температурных градиентов и изменений состава рудоносных растворов в пространстве (фациальная зональность, в том числе зональность отложения по Ю. А. Билибину). Предложена систематика типов зональности золоторудных месторождений: многостадийной, одностадийной и комплексной, сочетающей признаки первых двух типов (Тимофеевский, 1970).

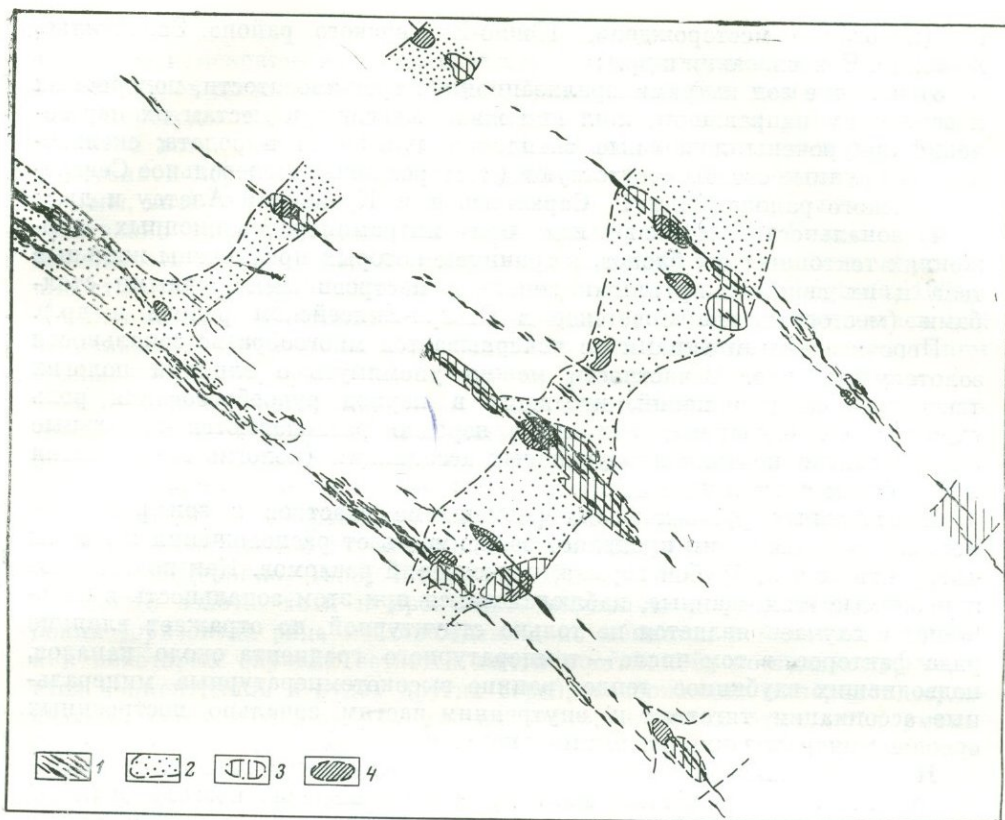
Наиболее дискуссионным является вопрос о связи зональности золотого оруденения со стадийностью рудообразования. Представлениям о существовании такой связи противопоставляется другая точка зрения, согласно которой рассматриваемая зональность могла возникать как следствие эволюции единого потока металлоносных растворов (Иванкин и др., 1968; Нарсеев, 1968, 1969). Эти расхождения отражают неодинаковые взгляды исследователей на характер процессов рудообразования, особенно на степень их дискретности.

Авторы настоящей статьи склоняются к признанию многостадийного развития рудообразующих процессов и большой роли пульсационной зональности золоторудных полей, основываясь при этом на следующих данных. Во многих золоторудных месторождениях Забайкалья, Центрального Алдана, Восточных районов СССР, Урала и других областей признаки многостадийного рудообразования выражены отчетливо: текстуры пересечений одних минеральных агрегатов другими, брекчирование и метасоматического замещения закономерно повторяются в разных частях рудных полей, проявляя связь с зонами разновременных тектонических подвижек. Их особенности, в совокупности с показателями цикличности развития минералообразования, позволяют выделять одностадийные комплексы минеральных парагенезисов. Признаки цикличности выражались в том, что каждая стадия начиналась с отложения или переотложения кварца, затем, при закономерном повышении щелочности растворов и активности оснований, возникали парагенезисы сульфидов, иногда в сопровождении карбонатов; золото отлагалось преимущественно в конце ранней и поздней рудных стадий, сопровождая так называемые продуктивные минеральные ассоциации. Наиболее высокие концентрации золота создавались в поздние рудные стадии; есть основания считать, что в эти периоды происходили перекристаллизация и переотложение более раннего самородного золота, в том числе — рассеянного в минерализованных породах (Петровская, 1970). В завершающие стадии развивалась карбонатная и кварцевая минерализация, местами с небольшим количеством сульфидов (спирит, нередко — антимонит), но без золота.

Размещение минеральных комплексов разных стадий резко неравномерное и в большой мере контролируется элементами интраминерализационной тектоники. Признаки пульсационной зональности оруденения выражаются в увеличении (постепенном, или резком) количественной роли ранней минерализации и исчезновении продуктивных ассоциаций на флангах рудных полей и на их глубоких горизонтах. Состав рудных тел здесь соответственно упрощается. Эта зональность, в большей мере общая для золоторудных месторождений, нередко осложняется наличием на их флангах отдельных проявлений продуктивных ассоциаций, а в центральных частях — чередованием зон и локальных участков богатой и бедной сульфидной минерализации. Такое строение может быть объяснено тенденцией к деградации размеров зон интерминерализационных деформаций при ослаблении интенсивности тектонических движений от ранних стадий формирования руд — к поздним. Отмеченные закономерности выявлены в результате площадного картирования участков проявления ассоциаций рудообразующих минералов на месторождениях Дарасунском, Лебедином, Центральном и других (Зенков, 1941; Фасталович, Петровская, 1940; Тимофеевский, 1959; Бородаевский, 1960).

Зоны совмещенного развития ранних и поздних сульфидных и кварц-сульфидных ассоциаций обычно представляют собой наиболее богатые части золоторудных месторождений. В их пределах располагаются рудные столбы и гнезда высокозолотоносных руд. Центральные части рудных столбов отличаются от периферических более полным набором ассоциаций сульфидов и сульфосолей. Структуры руд здесь более сложные; в ряде случаев отмечаются признаки интраминерализационной перекристаллизации и перегруппировки рудного вещества.

Характер внутреннего строения и тесная связь с зонами распространения определенных комплексов минеральных ассоциаций, позволяют рассматривать рудные столбы как важнейшие элементы общей зональности золоторудных месторождений и рудных тел. Их расположение проявляет зависимость от особенностей внутрирудной тектоники, главным образом — от зон локального растяжения и повторной трещиноватости, возникшей в продуктивные стадии рудообразования (Крейтер, 1940; Шахов, 1972).



Фиг. 1. Поперечная зональность в участке рудного поля месторождения Перельного (Енисейский край)

- | | | | |
|--------------------------|--|--|---|
| 1 — зоны кварцевых жил и | 2 — зоны развития ранней пирит-арсенипиритовой ассоциации; | 3 — участки проявления поздней сульфидной ассоциации (сфалерит-галенитовой); | 4 — участки, обогащенные золотом (схематическая карта по данным Н. В. Петровской) |
|--------------------------|--|--|---|

Одним из авторов была предложена следующая систематика пульсационной зональности рудных тел, в которой участвуют рудные столбы и их группы (Петровская, 1963):

1) зональность, возникшая при многократном оживлении и приоткрытии рудной трещины во все более укорачивавшемся центральном ее отрезке и при тектоническом «отмирании» ее концевых участков; фланги образованных при этом жил сложены только кварцем первых генераций; по мере движения к центру жилы возрастает интенсивность сульфидной минерализации, сначала ранней, затем поздней, с сульфидами и сульфосолями свинца, меди, висмута, сурьмы; рудные столбы, обычно занимают центральные части таких зон;

2) зональность, определяемая последовательной «трансляцией» участков максимального проявления интерминерализационной трещиноватости от центра рудовмещающей трещины к ее периферии, с наращиванием длины трещины, чаще ее верхнего конца, и образованием поздних трещин оперения; минералы поздних продуктивных ассоциаций тяготеют к флангам жилы, ее апофизам, зонам прожилков, сопровождающим основное жильное тело; богатые рудные столбы не характерны, но развитие продуктивной минерализации нередко определяет золотоносность рудных

тел (некоторые месторождения Южно-Енисейского района, Забайкалья, Армении, Чехословакии и др.);

3) наличие зон интраминерализационной трещиноватости, поперечных к основному направлению жил или жильных свит; к местам их пересечений приурочены локальные скопления сульфидов и золота; сколько-нибудь крупные столбы отсутствуют (месторождение Перевальное Северо-Енисейского района, фиг. 1; Саралинское в Кузнецком Алатау и др.);

4) зональность, создававшаяся при интраминерализационных движениях тектонических блоков, к границам которых приурочены жильные тела и их свиты с крупными зонально построенными рудными столбами (месторождение Советское в Северо-Енисейском районе и др.).

Перечисленными типами не исчерпывается многообразие зональности золоторудных тел. В частности можно упомянуть о влиянии пологих тектонических нарушений, игравших в период рудообразования роль структурных «экранов»; под ними нередко располагаются локальные зоны развития поздних продуктивных ассоциаций (пологие зоны смятия в Балейском рудном поле и др.).

В отдельных рудных полях размещение участков и зон разновременной минерализации проявляет зависимость от расположения и формы интрузивных тел, трубок взрыва, пересечений разломов. Как показывают приводимые ниже данные, наблюдающаяся при этом зональность в большинстве случаев является не только структурной, но отражает влияние ряда факторов, в том числе — температурного градиента около каналов, подводивших глубинное тепло; ранние высокотемпературные минеральные ассоциации тяготеют к внутренним частям зонально построенных ореолов минерализации около таких каналов.

На ряде золоторудных месторождений выявляется закономерная изменчивость одних и тех же минеральных комплексов, позволяющая говорить о зональности фациального типа. Как видно из приводимых ниже данных, она особенно отчетливо выражена в рудных полях, сложенных породами, существенно различными по составу и физико-механическим свойствам.

Примеси карбонатов, слюд, хлорита, полевых шпатов, турмалина образуют в кварцево-рудных телах изменчивые ассоциации, зоны распространения которых непосредственно подчинены расположению рудовмещающих пород соответственного состава. Так, кварц-турмалиновая и кварц-полевошпатовая ассоциация, как правило, сосредоточены на площадях развития изверженных и осадочных пород, богатых глиноземом (Ключевское и другие рудные поля Забайкалья), серицит-хлоритовый парагенезис характерен для жил, секущих слюдисто-хлоритовые сланцы и т. д.

Контакты различных по физико-механическим свойствам пород во многих районах служат границами зон развития крупных жил и зон штокверковой, прожилковой или вкрапленной минерализации (месторождения Казахстана, Среднего Урала, Якутии), а в некоторых случаях — общими границами зон промышленного оруденения (месторождения Ольховского района Восточного Саяна и др.). При переходе из одних пород в другие жилы нередко меняют и свое строение. Особенно выразительны переходы от продольно-полосчатых жил в серицит-хлоритовых сланцах, к жилам брекчиевой текстуры и к зонам минерализованных брекчий в кварцитах и роговиках (месторождение Агеевское на Енисейском кряже и др.).

✓ Фациальная зональность проявляется в пределах рудных тел, секущих и сравнительно однородные породы. Отмечается общая тенденция обеднения руд с глубиной, сначала отдельными рудными минералами, затем рудной минерализацией в целом, при возрастании относительных количеств кварца, что может рассматриваться как признак падения щелочности растворов. Вертикальные интервалы, на которых прослеживаются

подобные изменения, на разных месторождениях неодинаковы, от первых сотен метров до километра и более. Границы зон большей частью нечеткие, переходы между ними определяются постепенно уменьшающейся частотой встречаемости локальных скоплений тех или иных минералов. С глубиной первыми исчезают сложные сульфиды (сульфосоли) серебра, сурьмы, висмута, затем — сульфиды свинца, цинка, меди, мышьяка; соответственно увеличивается количественная роль пирита. Такая последовательность в общих чертах согласуется с рядом подвижности и устойчивости комплексных соединений упомянутых металлов (Helgeson, 1964). По-видимому, рассматриваемая фациальная зональность создавалась как «зональность отложения», обусловленная последовательным распадением комплексных соединений металлов на разных глубинных уровнях.

В последнее время для объяснения вертикальной зональности золоторудных месторождений привлекаются представления о меняющихся условиях циркуляции растворов и минералообразования в разных частях «пучковых», трещинных систем (Иванкин и др., 1968; Иванкин, 1972).

Специфической чертой золоторудных месторождений является закономерное возрастание с глубиной величины золото-серебряного отношения в рудах (Щербина, 1956; Fitzgerald, 1967 и др.). При этом проба самородного золота, хотя и проявляет тенденцию к увеличению на глубоких горизонтах ряда месторождений, но меняется в меньшей степени, а в некоторых случаях остается почти постоянной; по-видимому, меняется концентрация в рудах других серебросодержащих минералов (сульфосолей серебра и др.). На многих месторождениях отмечается уменьшение с глубиной размеров выделений самородного золота, крупные скопления которого и самородки в большинстве случаев находились в верхних частях месторождений (примеры месторождений Южного Урала, в частности — Миасского района).

В последние годы накапливаются материалы, характеризующие зональность околорудных ореолов измененных пород в пределах золоторудных полей различного типа. По мнению большинства исследователей, такие ореолы в главной своей части возникали в период, предшествовавший формированию рудных тел. Неоднократно отмечались факты пересечений последними границ измененных и неизмененных пород (рудные поля Забайкалья, Енисейского кряжа и других областей). Ореолы различны по своим особенностям; в одних случаях это узкие околужильные и околотрещинные оторочки, преимущественно кварц-серицитового состава, в других — широкие зоны развития рассредоточенных гнездообразных и жилковидных скоплений тех же минералов, а также хлорита, сульфидов, карбонатов, турмалина или гидрослюд и минералов группы каолинита. Зональность измененных пород выражена преимущественно в усилении окварцевания и сульфидизации во внутренних частях ореолов, и хлоритизации — во внешних их зонах, что может быть объяснено постепенным разрастанием метасоматических колонок. Металлометрическое картирование рассматриваемых ореолов обнаруживает в них повышенные концентрации тех рудогенных элементов, которые характерны для состава продуктивных минеральных ассоциаций, свойственных рудам золота (Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, As). Отмечается зональное распределение элементов, объясняемое их различной миграционной способностью (Поликарпочкин и др., 1965; Фахри, 1965), или различиями изобарных потенциалов их минералов (Курбанаев и др., 1968). Содержание золота в ореолах рассеяния металлов обычно на два-три порядка выше фоновых ($n \cdot 10^{-5}$ и выше). В отдельных месторождениях, в частности — Беркульском в Западной Сибири, выявились узкие зоны пониженных содержаний золота в породах, расположенные непосредственно у контактов золото-кварцевых жил; такие факты интерпретировались как признаки выноса золота из боковых пород, при перемещении его в жильные полости (Рослякова и др., 1970).

Отмеченные черты зональности являются в известной мере общими для золоторудных месторождений, однако их конкретное выражение весьма разнообразно. Наиболее значительно различается зональность месторождений и рудных полей, формировавшихся на относительно больших, средних и малых уровнях глубин.

ЭЛЕМЕНТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ, СФОРМИРОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ ОТНОСИТЕЛЬНО БОЛЬШИХ ГЛУБИН

К образованиям относительно больших глубин относятся многие протерозойские и палеозойские золоторудные месторождения металлогенических провинций Енисейского края, Ленского района, Дальнего Востока, Западного Узбекистана, Урала, а за рубежом — рудных поясов Индии, Канады и других областей. Оруденение развивалось в зонах глубоких прогибов, близких по типу к эвгеосинклинали. Нередко отмечается его связь с крупными синорогенными гранитоидными интрузиями, приуроченность к поясам интенсивного расщепления и смятия пород, обычно сильно метаморфизованных. При этом рудная минерализация сопровождается зонами диафторитов.

Метаморфогенные процессы играли весьма существенную роль в образовании кварцевых, кварц-карбонатных и альбит-кварцевых жил и прожилков, в огромных количествах сосредоточенных в рудных полях (Бадалов, 1965; Шер, 1966; Буряк, 1966; Петров, 1966 и др.). В ряде районов устанавливается характерная перемежаемость во времени периодов рудотложения и региональных метаморфических преобразований, которым подвергались не только вмещающие породы, но и ранее сформированные кварцевые жилы, а также вкрапления сульфидов ранних генераций.

Руды, как правило, малосульфидные (сульфидов обычно не более 3—5%). В составе ранней сульфидной ассоциации нередко главенствует арсенопирит, но во многих рудных полях преобладает пирит. Иногда отмечается соседствование зон развития пирита и арсенопирита, что создает своеобразную зональность рудных полей. В некоторых районах золотые руды содержат минералы вольфрама, молибдена, титана, в отдельных случаях — никеля. Для поздних сульфидных ассоциаций характерны галенит, сфалерит, халькопирит. Самородное золото представлено преимущественно высокопробной разновидностью. Размеры его выделений колеблются в широких пределах, от субмикроскопических (в сульфидных ассоциациях), в меньшей степени — в деформированном кварце), до очень крупных. На большинстве месторождений господствует сравнительно крупное золото, нередко самородки. Рудные столбы прослеживаются на многие сотни метров по вертикали.

Околорудные изменения рассредоточены на больших площадях, развиваясь вдоль трещин расщепления пород. Смена зон метасоматических колонок отчетливо наблюдается лишь в узких околотрещинных ореолах.

Характерным представителем рассматриваемых рудных образований служит месторождение Советское, расположенное в протяженном поясе интенсивного расщепления и смятия метаморфизованных протерозойских сланцев, прорванных крупными синорогенными протерозойскими гранитоидными интрузивами. Оруденение представлено несколькими субпараллельными крутопадающими жильными зонами, каждая из которых образована многочисленными сближенными жилами, линзами и извилистыми ветвящимися прожилками, вытянутыми по сланцеватости вмещающих пород. Слагающий их кварц обладает сливным грубозернистым строением и несет признаки неоднократного метаморфизма (грануляции, перекристаллизации). Он содержит включения слюд, хлорита, ильменита

и других реликтовых минералов, а также вкрапленность и гнездообразные скопления арсенопирита и пирита с тонкодисперсным золотом. Сульфиды отлагались несколько позднее кварца. Их зерна сильно деформированы. Период интенсивного динамометаморфизма отделял первую стадию рудообразования от более поздней, в течение которой повторялось отложение кварца и смена его ассоциацией сульфидов. В состав последней входят, кроме второй генерации пирита, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит; их сопровождает относительно крупное золото. Все эти минералы скапливаются вдоль трещин в более ранних сульфидно-кварцевых агрегатах.

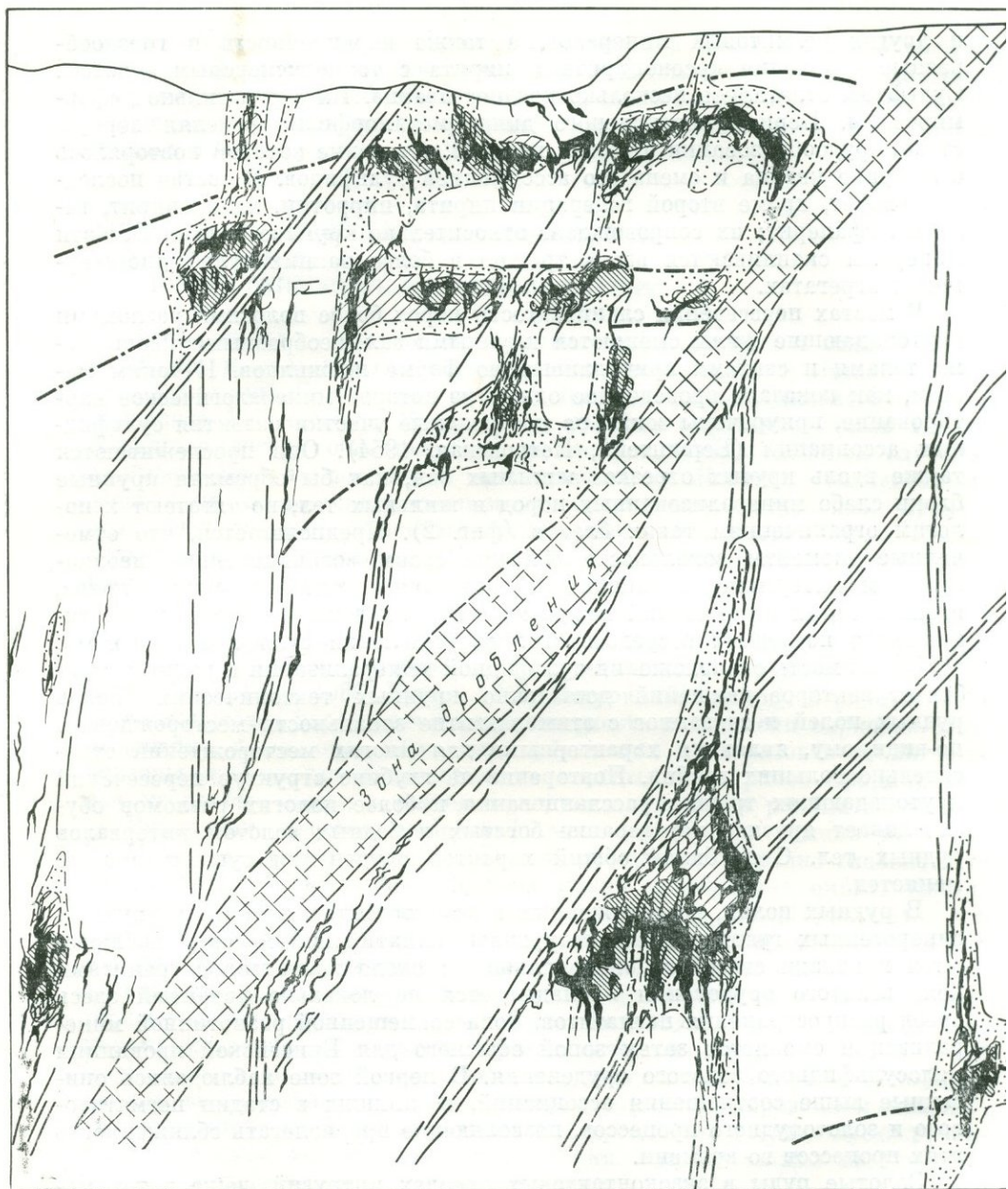
В местах пересечения сланцеватости пород более пологими разломами крутопадающие жилы сменяются крупными залежеобразными кварцевыми телами и свитами причудливых по форме прожилков. К таким местам, как показало проведенное одним из авторов минералогическое картирование, приурочены зонально построенные участки развития сульфидных ассоциаций (Бернштейн, Петровская, 1954). Они прослеживаются также вдоль крутых отрезков жильных зон, как бы обрамляя крупные блоки слабо минерализованных пород и жильных тел, но тяготеют к пологим ограничениям таких блоков (фиг. 2). Предполагается, что отмеченные элементы зональности обязаны своим возникновением неоднократным интерминерализационным движениям тектонических блоков, вдоль пологих ограничений которых возникали зоны наибольшего растяжения; в последних сосредоточивались выделения сульфидов и золота.

Зависимость расположения сульфидной минерализации и рудных столбов от векторов движений достаточно крупных тектонических блоков рудных полей и связанное с этим развитие зональности месторождений, по-видимому, являются характерными для многих месторождений относительно больших глубин. Повторение на глубине структур пересечений крутопадающих трещин расланцевания и более пологих разломов обусловливает ярусное чередование богатых и бедных золотом интервалов рудных тел. С глубиной общий характер оруденения существенно не меняется.

В рудных полях, расположенных в экзоконтактовых ореолах крупных синорогенных гранитоидных интрузивов (Аяхтинский массив) наблюдаются признаки своеобразной зональности: около контактов с гранитами пояс золотого оруденения накладывается на локально развитый здесь ореол распространения пегматитов. Зона совмещенной разнотипной минерализации сменяется затем зоной обычного для Енисейской провинции малосульфидного золотого оруденения. В первой зоне наблюдались описанные выше соотношения ассоциаций, возникших в стадии пегматитового и золоторудного процессов, позволяющие предполагать сближенность этих процессов во времени.

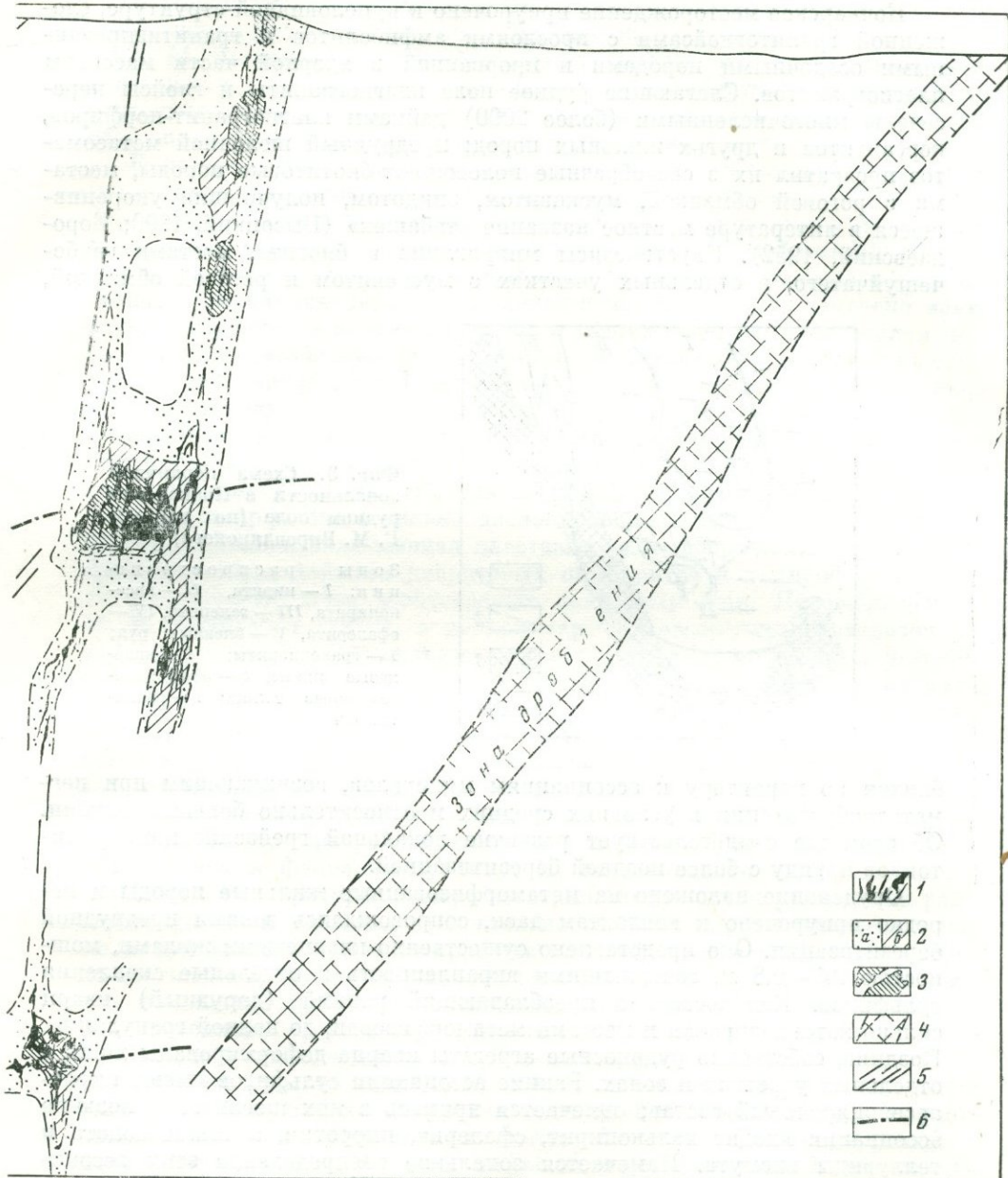
Золотые руды в экзоконтактовых ореолах интрузий, даже в тех местах, где нет пегматитов (месторождение Перевальное), отличаются рядом особенностей: неоднородными часто весьма крупнозернистыми структурами агрегатов раннего кварца, обилием в нем выделений альбита, местами слюд, роговой обманки, цоизита, иногда — граната (при пересечении жилами метаморфизованных известковых пород), присутствием пылевидного графита вместо примесей углистого вещества, пигментирующего кварц в удалении от гранитов. Можно предполагать, что в ранние стадии рудообразования близ контактов с интрузивами минералы отлагались среди сильно прогретых пород. Поздняя сульфидная ассоциация не имеет существенных отличий от аналогичной ассоциации, развитой вдали от контактов с интрузиями; по-видимому, к началу ее формирования породы были достаточно охлаждены.

Приведенные данные подтверждают высказанное выше предположение о возможной роли в развитии зональности не только структурных факторов, но и температурного режима минералообразования. Что касается



Фиг. 2. Локальная зональность в пределах рудного поля месторождения Советского (Енисейский кряж), проявленная в участках, расположенных по границам тектонических блоков

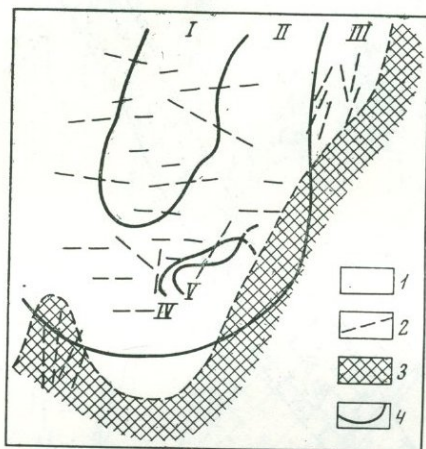
- | | | | |
|---|------------------------------|---|---|
| 1 — зоны рудоносных кварцевых жил и прожилков; | 3 — места концентрации лота; | 5 — зоны интенсивного рассланцевания протерозойских филлитов; | 6 — пологие тектонические зоны (схематический разрез по данным Н. В. Петровской; элементы тектоники по данным П. С. Бернштейна) |
| 2 — зоны развития сульфидных ассоциаций (а — ранней пирит-арсенипиритовой; б — поздней халькопирит-сфалерит-галенитовой); | 4 — зоны дробления; | | |



кислотно-щелочной эволюции растворов, то ее признаки наиболее существенно сказываются лишь там, где рудные зоны пересекают прослои карбонатных пород. Здесь вместо альбита в жилах появляются анкерит и кальцит, а в экзоконтактах интрузий, как отмечалось выше, силикаты кальция и магния.

Одним из характерных примеров зональности служит строение давно эксплуатирующегося Кочкарского месторождения, расположенного близ восточной границы Восточно-Уральского поднятия. По составу руд (мало-сульфидных, пирит-арсенопирит-кварцевых), а также по характеру высокотемпературных изменений пород, оно сходно с некоторыми месторождениями Енисейского кряжа; однако по сравнению с последними глубина его формирования была несколько меньшей и может быть приближалась к нижней границе средней зоны.

Кочкарское месторождение приурочено к куполовидной структуре, сложенной гранитогнейсами с прослоями амфиболитов и гранитизированными осадочными породами и прорванной в ядерной части массивом плагиигранитов. Слагающие рудное поле плагииграниты и гнейсы пересечены многочисленными (более 2000) дайками плагиигранит-порфиров, керсантитов и других жильных пород; предрудный щелочной метасоматоз превратил их в своеобразные полевошпат-биотитовые породы, местами с роговой обманкой, мусковитом, эпидотом, получившие укоренившееся в литературе местное название «табашек» (Высоцкий, 1900; Бородаевский, 1952). Парагенезисы микроклина и биотита, местами грубо-чешуйчатого, в отдельных участках с мусковитом и роговой обманкой,



Фиг. 3. Схема первичной зональности в Кочкарском рудном поле (по данным Г. М. Вировлянского)

Зоны распространения: I — пирита, II — арсенопирита, III — галенита, IV — сфалерита, V — блеклых руд; 1 — гранодиориты; 2 — кварцевые жилы; 3 — эффузивно-осадочные толщи; 4 — границы зон

близки по характеру к ассоциациям минералов, возникающим при пегматитообразовании в условиях средних и относительно больших глубин. Об этом же свидетельствует развитие локальной грейзенизации гранитоидов наряду с более поздней березитизацией.

Оруденение наложено на метаморфизованные жильные породы и нередко приурочено к контактам даек, сопровождаясь зонами предрудной березитизации. Оно представлено существенно кварцевыми жилами, мощностью 0,5—0,8 м, содержащими вкрапленность и отдельные скопления сульфидов. Количественно преобладающий ранний (дорудный) кварц сильно катаклазирован и местами метаморфизован, до полной грануляции. Поздние, собственно рудоносные агрегаты кварца деформированы лишь в отдельных участках и зонах. Ранние ассоциации сульфидов имеют пирит-арсенопиритовый состав; отмечается примесь в них шеелита. В поздние ассоциации входят халькопирит, сфалерит, пирротин, а также золото и теллуриды висмута. Намечается зональное распределение этих ассоциаций относительно массива плагиигранитов (Чупилин, 1941; Бородаевский, 1952; Вировлянский, 1954). В центральной части месторождения золотоносные жилы, залегающие среди плагиигранитов, сложены пирит-арсенопирит-кварцевыми агрегатами, а на периферии, в поясе гнейсов и амфиболитов (шириной 2—4 км), преобладают арсенопирит-кварцевые руды, содержащие пирит и пирротин. В пределах зоны арсенопиритовой минерализации расположены небольшие участки проявлений более поздней джемсонитовой ассоциации. В крайней внешней зоне рудного поля и за его пределами наряду с пирит-арсенопиритовыми развиты кварцевые и кварц-баритовые жилы с галенитом и сфалеритом (фиг. 3).

Описанную зональность Г. М. Вировлянский (1954) считал одностадийной и связывал с падением температурного градиента в стороны от центра массива плагиигранитов. Вероятно, наряду с воздействием теплового режима, сказывалось влияние литологии вмещающих толщ; этим

можно объяснить преимущественное распространение арсенопирит-кварцевых жил в участках развития амфиболитов.

В. М. Яновский и Л. В. Михайлова (1970) отмечают приуроченность поздних минеральных ассоциаций к неоднократно подновлявшимся тектоническим нарушениям и рассматривают этот факт, как свидетельство локального проявления пульсационной зональности.

В центральных участках рудного поля пирит-арсенопирит-кварцевые руды сохраняют свой состав и золотоносность до глубины 900—1000 м. Арсенопирит-кварцевые жилы, развитые среди амфиболитов и гнейсов, прослежены без существенных изменений состава до глубины 600—700 м, и лишь в зоне контакта интрузива, при переходе из гнейсов в плагиограниты, сменяются пирит-арсенопирит-шеллитовыми. Не замечено изменения с глубиной и характера сопутствующих золотоносным жилам метасоматитов («табашек» и березитов). Эти данные позволяют предположить, что промышленное оруденение распространяется до сравнительно больших глубин.

Проявления вертикальной зональности характеризуют некоторые месторождения малосульфидных руд в Восточных районах СССР, в частности Западной Чукотки (Кэпэрвеемский узел, месторождения Каральвеемское и др.). Здесь сильно дислоцированная триасовая песчаниково-сланцевая толща, включающая пластовые тела габбро-диабазов, прорвана гранитоидами и дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров, к которым тяготеют зоны золотоносных кварцевых жил. По наблюдениям Н. М. Давиденко (1970), в ранней карбонат-арсенопирит-кварцевой ассоциации с глубиной увеличивается количество арсенопирита; одновременно в этом минерале возрастает содержание примесей свинца, висмута, серебра и снижается концентрация никеля, меди, олова. В более поздней золотоносной галенит-сфалерит-кварцевой ассоциации, часто образующей прожилки среди ранних минеральных агрегатов, уменьшается количество галенита. Самородное золото на глубоких горизонтах становится мельче; несколько повышается его проба (от 828 до 887) и возрастает величина золото-серебряного отношения в рудах. Причины зональности, относящейся к фациальному типу, Н. М. Давиденко видит в падении давления и температуры по мере восходящего движения рудоносных растворов, однако в условиях относительно больших глубин изменения термодинамических параметров процесса на интервалах первых сотен метров по вертикали представляются маловероятными. Возможно, что отмеченные изменения связаны с локальными условиями формирования систем рудопроводящих трещин (с участками местного растяжения).

Особый интерес в связи с проблемой зональности представляют месторождения рудного поля Колар в Южной Индии, открытого глубочайшим в мире рудником до уровня 3300 м. Это рудное поле с главной жилой «Чемпион», уже давшей свыше 650 тонн золота, приурочено к поясу докембрийских сланцев, амфиболитов и филлитов. В его северо-восточной и юго-западной частях обнажаются гранитоидные интрузивы. Породы рассеяны дайками среднего и основного состава, а также жилами пегматита. Индийскими учеными (Парс, 1963) оруденение рассматривается как глубинное высокотемпературное. Оно представлено зонами сближенных существенно кварцевых (малосульфидных) жил и линз, располагающихся одна на продолжении другой, или кулисообразно. Среди сульфидов преобладают пирит, арсенопирит; в подчиненных количествах присутствуют халькопирит и галенит. Состав и строение рудных тел несколько варьируют в разных частях жильных зон, но в целом они мало меняются. Распределение золота связано с секущими трещинами и с осевыми частями складок, идущих под углом к оси основной синклинальной структуры района. Намечается некоторое снижение содержания золота по вертикали. Так, вначале, на верхних горизонтах добывались руды с содержанием 10 г/т, в настоящее время среднее содержание

определяется в 6 г/т. Закономерно повышается проба золота, от 800 в верхних частях, до 930 на глубоких горизонтах месторождения (Parr, 1963).

Влияние боковых пород сказывается в том, что жилы, залегающие среди амфиболитов, характеризуются более высоким содержанием золота и голубовато-серым цветом жильного кварца. С глубиной увеличивается количество пегматитовых тел, более поздних, чем рудные жилы; последние вблизи пегматитов обедняются золотом.

В ряде районов проявлены признаки метаморфогенной зональности золоторудных месторождений, сформировавшихся на относительно больших глубинах. Наиболее детально они изучены и описаны В. Г. Моисеенко (1965) на примере золотоносных районов Приамурья. Здесь полициклическое (палеозойское и, частью мезозойское) оруденение, развивавшееся среди метаморфизованных зеленокаменных пород синия и кембрия, представлено малосульфидными кварцевыми жилами и прожилками. Интенсивная золотая минерализация отмечена на границе зон биотит-хлоритовой и эпидот-амфиболитовой субфаций метаморфизма. При повышении степени метаморфизма, так же как и в зонах слабо метаморфизованных пород, концентрация золота в жилах резко падает. Предполагается, что определенная часть месторождений имеет метаморфогенное происхождение и возникла при миграции золота из областей интенсивного высокотемпературного перерождения пород в зоны низкотемпературных изменений. Это предположение В. Г. Моисеенко обосновывает данными наблюдений, показывающими изменение характера руд, степени их золотоносности и особенностей выделений самородного золота в местах прогрева пород под воздействием пострудных интрузий и даек. Здесь признаки перекристаллизации несут кварц, пирит, арсенопирит; последние два минерала замещаются пирротинном. В рудах исчезают примеси сурьмы и ртути. Повышается проба золота, что рассматривается как критерий термического метаморфизма руд. Зоны развития метаморфогенных явлений измеряются десятками метров по ширине. Существенные изменения пробы золота отмечаются на интервале 10—20 м от контакта послерудных диоритовых штоков.

Приведенные данные убедительно подтверждают наличие признаков метаморфогенной зональности в пределах золоторудных полей, однако, по мнению авторов, они не могут считаться достаточным обоснованием вывода о концентрации золота в процессе метаморфизма золотосодержащих пород и возникновении таким путем промышленных месторождений этого металла.

В целом для месторождений и рудных полей, сформированных на больших глубинах, характерна относительно малая степень изменчивости общих особенностей оруденения по площади и на глубину, за исключением тех случаев, когда существенно сказывается влияние среды. Развитие в ограниченных участках поздней, в том числе продуктивной, минерализации указывает на проявление локальной пульсационной зональности месторождений.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ОБРАЗОВАННЫХ НА СРЕДНИХ ГЛУБИНАХ

Представители таких месторождений многочисленны в Восточном Забайкалье, Якутии, в районах Дальнего Востока, Западной Сибири, Урала, Казахстана; в их число входят крупные месторождения Калифорнии и относительно небольшие объекты Кореи, Японии, Китая.

Золотые руды формировались в разные металлогенические эпохи, но главные их количества образованы в мезозое (киммерийский металлогенез). Оруденение часто приурочено к протяженным поясам даек и малых интрузий и контролируется зонами сравнительно выдержанных тре-

щин скалывания и разрыва, сопряженных с крупными разломами земной коры. В Забайкалье и некоторых других рудных провинциях отмечена связь золотой минерализации с брекчиями взрыва. Морфология рудных тел относительно проста: обычно это выдержанные жилы, или их системы, иногда фиксирующие серии трещин оперения; широко развиты также штокверки и зоны вкрапленной минерализации в измененных породах.

Рудные поля нередко сосредоточивают десятки и сотни относительно маломощных жил и прожилков на площадях до 10—30 км². Наряду с этим известны единичные протяженные жилные зоны; наиболее крупная из них — Мозер—Лоуд в Калифорнии, достигает по мощности 3—6 м и по длине свыше 10 км.

По своему составу руды преимущественно умеренно-сульфидные с большой ролью кварца, карбонатов, а в некоторых районах — турмалина. При наличии пород, способствовавших избирательному осаждению из растворов сульфидов, отмечаются характерные комбинации из существенно сульфидных, обычно метасоматических тел и кварцевых жил, обедненных сульфидами (Центральный Алдан, Кузнецкий Алатау и другие районы). Золото чаще мелкое, до тонкодисперсного, но в некоторых месторождениях встречались гнезда самородков (например, знаменитые «выборки» в Южно-Уральских месторождениях). Текстуры руд разнообразны, от пятнисто-неоднородных, возникавших при метасоматическом минералообразовании, до кристификационных — гребенчатых, шестоватых, кокардовых, обусловленных отложением минералов в свободных (приоткрывавшихся) трещинных полостях. В рудных телах нередко выделяются зоны сосредоточенного развития тех или иных минеральных комплексов, более четко выраженные, чем в месторождениях, формировавшихся на относительно больших глубинах.

Показательным примером зональности среднеглубинного оруденения служит глубоко вскрытое и детально изученное Дарасунское месторождение в Забайкалье. Оно расположено среди интрузивных пород палеозоя и мезозоя (гранитоидов, габброидов и амфиболитов), в узле пересечения протяженных разломов северо-западного, северо-восточного и близмеридионального направлений. Отмечается связь оруденения с субвулканическими трубообразными телами и дайками средневерхнеюрских плагιοгранит-порфиров, сопровождающимися брекчиями взрыва. Многочисленные маломощные сульфидно-кварцевые жилы Дарасунского рудного поля, мощностью 0,1—0,3 м и длиной до 2000 м, выполняют трещины скалывания, преимущественно крутые, северо-восточного, северо-западного и субширотного направлений.

Ореолы гидротермально измененных пород, шириной 0,5 м, редко до 6 м, имеют зональное строение. Около рудных жил в них преобладают кварц в ассоциации с пиритом, карбонаты (анкерит, кальцит), серицит, а в основных породах — фуксит. С удалением от рудных тел количество этих новообразований уменьшается (за исключением анкерита) и появляется хлорит. На периферии ореолов отмечается лишь слабая хлоритизация пород, в меньшей степени — серицитизация и эпидотизация.

Возрастные соотношения ассоциаций рудообразующих минералов отчетливо фиксируются текстурами пересечений и брекчирования одних минеральных агрегатов и их цементации — другими, нередко с образованием прекрасно выраженных кокардовых обрастаний обломков. Наиболее ранними являются кварц-турмалиновые агрегаты, обломки которых встречаются во всех других минеральных выделениях. К следующим по времени относятся кварц-пиритовая, затем пирит-арсенопиритовая ассоциация с тонкодисперсным золотом. Первая распространена во всех жилах, а вторая слагает отдельные полосы в рудных телах сложного состава и реже обособленные жилы и прожилки. Щетки кристаллов арсенопирита нарастают на зоны гребенчатого кварца с пиритом. Более поздними являются галенит-сфалеритовая ассоциация и сменяющие ее парагене-

зисы: пирротин-тетраэдрит-бурнонит-халькопиритовый, золото-сульфид-висмутид-висмут-теллуридный и затем кварц-сульфоантимонидовый. Карбо-
натные жилы и тонкие прожилки секут все ранее сформировавшиеся
минеральные агрегаты.

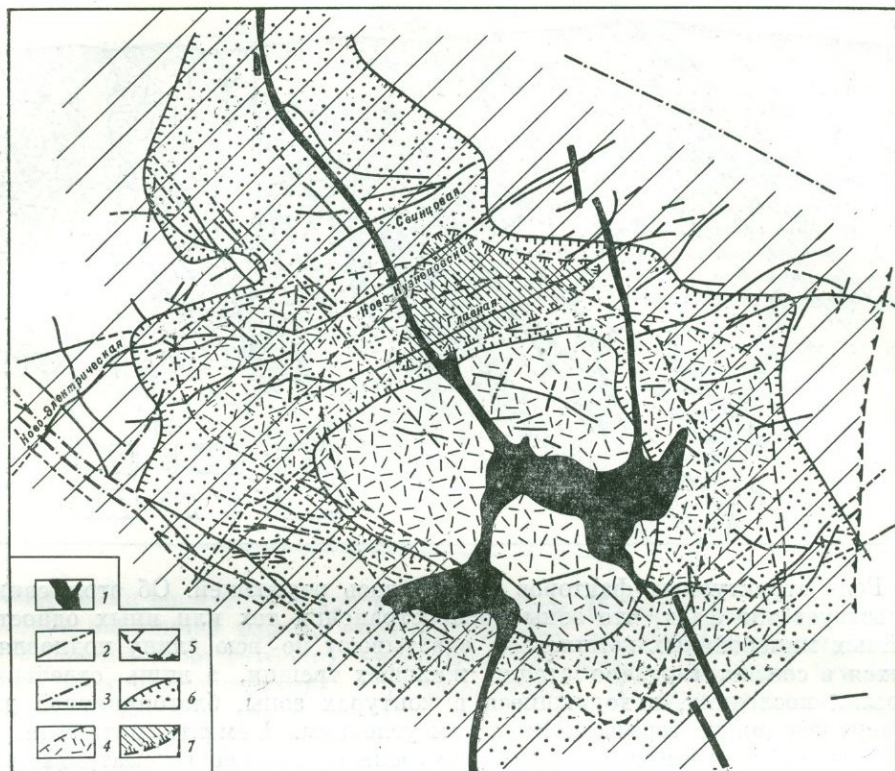
По мнению исследователей, детально изучавших минералогию Дарасун-
ского месторождения, каждая из перечисленных минеральных ассоциа-
ций возникла в обособленную стадию рудообразования; это обосновыва-
лось результатами исследований упомянутых выше текстур пересечений,
с учетом тенденции к пространственному обособлению минеральных аг-
регатов, формировавшихся в неодинаковых термодинамических услови-
ях¹ (Зенков, 1947; Тимофеевский, 1959, 1967; Сахарова, Некрасов,
1964 и др.). Высказывается также точка зрения (Петровская, 1967),
согласно которой стадии рудного процесса были менее многочисленными
и охватывали более длительные промежутки времени, чем период фор-
мирования одной минеральной ассоциации; последние возникали на раз-
ных ступенях минерального равновесия в течение отдельных крупных
стадий. За критерий стадийности принимаются признаки, свидетельствующие
о повторяемости кислотно-щелочной эволюции металлоносных рас-
творов, приводившей к закономерной смене существенно кварцевых вы-
делений — сульфидными. При расхождении в вопросе о количестве руд-
ных стадий, исследователей объединяет признание многостадийности
формирования Дарасунского месторождения, и последовательной смены во
времени ранее перечисленных минеральных ассоциаций.

В результате картирования (фиг. 4) и изучения особенностей рас-
пределения ряда металлов в жилах (As, Pb, Cu, Ag, Au), были выяв-
лены зоны развития минеральных комплексов разного состава и повы-
шенных содержаний определенных рудогенных элементов, огибающие с
севера, востока и запада трубообразное тело плагиогранит-порфиров,
расположенное в центральной части рудного поля. В непосредственной
близости от этого тела концентрируется кварц-турмалиновая минерали-
зация. Ранние кварц-сульфидные ассоциации распространены в преде-
лах всего рудного поля, причем ближе к телу плагиогранит-порфиров
преобладает кварц и пирит, затем к ним присоединяется арсенопирит.
В периферической зоне господствует пирит-арсенопирит-кварцевая ассо-
циация; внешние границы этой зоны еще не установлены и лишь наме-
чаются в отдельных восточных участках разведанной площади. Поздние
ассоциации рудообразующих минералов, в том числе продуктивные, со-
средоточены в более узкой зоне, наложенной на площади развития пи-
рит-арсенопирит-кварцевой и кварц-турмалиновой минерализации.

Отмеченные данные подтверждаются анализом особенностей распре-
деления мышьяка и свинца в рудных телах до глубин свыше 600 м.
Смена продуктивных минеральных ассоциаций более ранними непродук-
тивными, в отдаленных от центра рудного поля жилах, наблюдается на
большой глубине, чем в жилах, расположенных ближе к центру. Таким
образом зоны развития разных по составу минеральных комплексов по-
гружаются от центра к периферии рудного поля.

Природа зональности, определяемой размещением отмеченных мине-
ральных комплексов вокруг центрального тела плагиогранитпорфира, еще
недостаточно ясна. Принадлежность таких комплексов к продуктам раз-
новременных стадий рудообразования позволяет говорить о лувсацион-
ной (многостадийной) зональности. Имеются свидетельства существенной
роли температурного фактора и кислотно-щелочных условий минералооб-

¹ По данным минералотермометрических исследований Л. К. Дмитриева и Ю. В. Ля-
хова (1968—1970), кварц-турмалиновая ассоциация формировалась при температуре
более 410—320° С, кварц-пиритовая — при 410—345° С, пирит-арсенопиритовая — при
390—275° С, сфалерит-галенитовая — при 280—220° С, тетраэдрит-халькопирито-
вая — при 285—190° С, кварц-сульфоантимонидовая — при 275—115° С и карбонат-
ная — при 120—40° С.



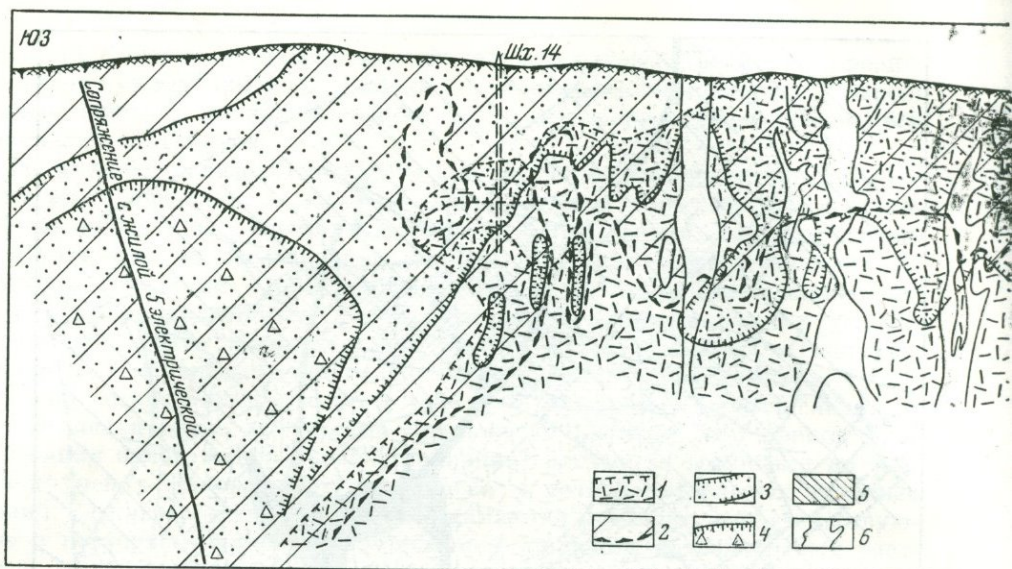
Фиг. 4. Зонально-концентрическое размещение минеральных ассоциаций на Дарском рудном поле (по данным Д. А. Тимофеевского)

- | | | | |
|--|--|--------------------------|--|
| 1 — плагиогранит-порфиры | с участками брекчий взрыва; | 3 — разрывные нарушения; | 5 — пирит-арсениопиритовой, |
| 2 — золотосные сульфидно-кварцевые жилы; | 4—7 — зоны распространения минеральных ассоциаций: | 4 — кварц-турмалиновой, | 6 — галенит-сфалеритовой и бурнонит-халькопиритовой, |
| | | | 7 — сульфоантимонитовой |

разования, менявшихся по мере удаления рудоносных растворов от главного канала; последний находился, судя по всем данным, в узле пересечения тектонических нарушений, фиксируемом телом плагиогранитпорфиров и брекчиями взрыва (Тимофеевский, 1959, 1967). Минералы ранних стадий (ассоциации кварц-турмалиновая и кварц-пиритовая) в главной части концентрировались близ подводящего канала, образуясь в условиях относительно высоких температур (345—410°С) и повышенной кислотности растворов.

Позднее минералы отлагались лишь на определенном расстоянии от тела плагиогранит-порфиров, в зоне, наложенной на первые две, также при постепенном снижении кислотности и температуры растворов (до 150°С и ниже). О повышении щелочности растворов свидетельствует замещение халькопирита тетраэдритом, а галенита — бурнонитом. В завершающие стадии рудного процесса четких зон не возникало.

Значение температурных условий подтверждается данными массовых минералотермометрических анализов кварца одних и тех же генераций в разных частях рудного поля (Дмитриев, Ляхов, 1969). Геоизотермы погружаются в направлении от тела плагиогранитпорфира к периферии рудного поля. Для восточной части последнего установлен температурный градиент, характеризующий падение температур кристаллизации раннего кварца по мере удаления от плагиогранитпорфира в среднем на 11—12° по горизонтали; по вертикали градиент температур достигает 21—22°С.

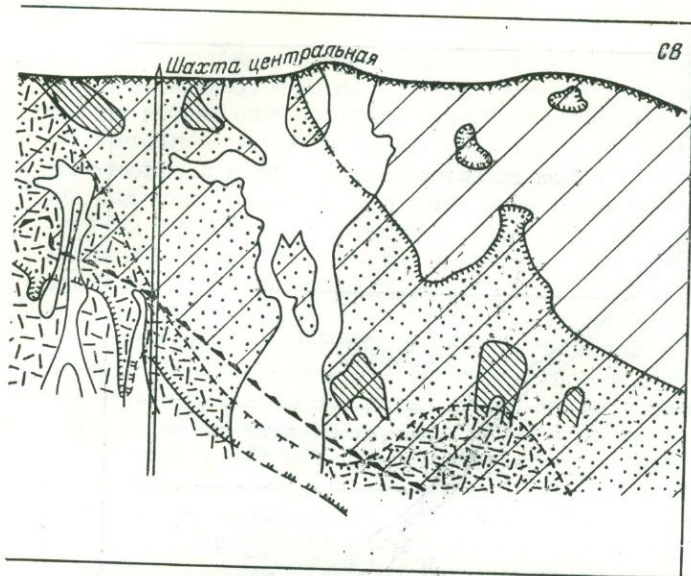


Роль структурных факторов не являлась решающей. Об этом свидетельствует тот факт, что зоны распространения тех или иных одностадийных минеральных комплексов охватывают не всю длину подновлявшихся в соответствующие стадии жильных трещин, а лишь отдельные отрезки последних, находившиеся в контурах зоны, благоприятной для минерализации по термодинамическим условиям. Элементы интерминерализационной тектоники влияют на внутреннее строение рассматриваемых зон, распределение в них локальных, обогащенных сульфидами и золотом участков, в том числе рудных столбов. Последние сосредоточены в центральной зоне развития продуктивных минеральных ассоциаций. В соответствии со склонением этой зоны, наибольшей глубины они достигают на северо-восточном и западном флангах, где вытянуты по падению на многие сотни метров (фиг. 5), а наименьшей — в центральной и южной частях рудного поля.

К проявлениям горизонтальной зональности фациального типа относится смена продуктивной бурнонит-тетраэдритовой ассоциации, развитой в центральной части Дарасунского рудного поля, своеобразной пирротин-кубанит-халькопиритовой золотоносной ассоциацией на западном фланге этого поля. Причиной, по мнению одного из авторов (Тимофеевский, 1967), является изменение характера рудовмещающих пород.

Признаки вертикальной зональности отложения выявляются довольно отчетливо на интервале до нескольких сотен метров от поверхности. В пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации с глубиной возрастает содержание пирита за счет арсенопирита. В некоторых крупных жилах (Новокузнецовская, Главная) на глубине 300—400 м уменьшается содержание сульфоантимонидов свинца и несколько увеличивается количество антимонита. Поскольку последний более устойчив в кислой среде по сравнению с сульфоантимонидами, можно предполагать, что подобная зональность отражает некоторое уменьшение кислотности растворов, при их подъеме в верхние зоны. С этим согласуется также возрастание с глубиной роли кварца в жильном выполнении.

Золото-серебряное отношение в одних участках (Новокузнецовская жила) с глубиной закономерно снижается, в других — увеличивается, в третьих (жилы Западного участка) его максимум приходится на средние горизонты (Амосов, 1968). По данным М. С. Сахаровой (1966), на глубоких горизонтах изменяется содержание примесей в минералах, в частности, тетраэдрит обедняется серебром; сульфовисмутиды сменяются



Фиг. 5. Зоны распространения минеральных ассоциаций в плоскости жил Ново-Кузнецовской и Ново-Электрической Дарасунского месторождения (по данным Д. А. Тимофеевского)

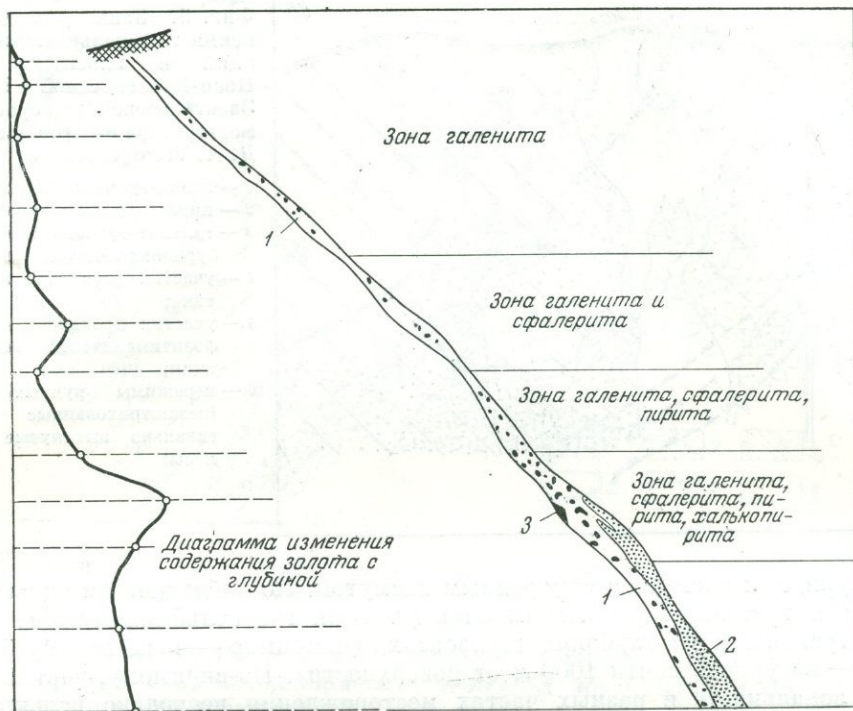
- 1 — кварц-турмалиновой;
- 2 — пирит-арсенипиритовой;
- 3 — галенит-сфалеритовой и бурнонит-халькопиритовой;
- 4 — участки развития пирротина;
- 5 — участки проявления сульфид-антимонитовой ассоциации;
- 6 — пережимы рудных тел (незаштрихованные вертикально вытянутые полосы)

теллуридами висмута и самородным висмутом. По наблюдениям одного из авторов настоящей работы имеются участки, где сульфовисмутиды распространены и на глубоких горизонтах (например — в жиле Футбольная зональность в разных частях месторождения несколько варьирует. Представления о зональности Дарасунского поля подтверждены работами последних лет и лежат в основе перспективной оценки рудных тел.

Проявления зональности отмечаются на многих месторождениях формации средних глубин, хотя не во всех случаях они столь отчетливо выражены, как рассмотренные выше.

Заслуживает упоминания зональность Центрального рудного поля в Западной Сибири. В пределах этого поля, расположенного в крупном массиве каледонских гранитоидов, выделяются группы сближенных сульфидно-кварцевых жил, известные как месторождения Юбилейное, Октябрьское и собственно Центральное. В южной части преобладают бедные золотом жилы, сложенные кварцем первой стадии рудообразования, с малым количеством пирита ранней генерации и молибденита. К северу зона развития таких жил сменяется зоной, в которой жилы и отдельные части жильных систем обогащены минералами поздних продуктивных стадий — халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и минералами висмута. Границы зон нечеткие. По вертикали пологие, почти горизонтальные зоны, обогащенные сульфидами и золотом, чередуются с зонами, обедненными этими минералами; их положение, по-видимому, контролируется наличием нарушений, возникших при вертикальных перемещениях отдельных тектонических блоков (Тимофеевский и др., 1952). Сосредоточение в пространственно обособленных зонах разностадийных минеральных комплексов позволяет считать, что зональность Центрального рудного поля в основном относится к пульсационному типу.

Проявления пульсационной зональности характерны для ряда золото-рудных месторождений Средней Азии. Одно из них, расположенное среди карбонатных пород среднего палеозоя, приуроченное к крупному разлому, представлено сериями жильных тел, меняющими свой состав по простиранию и падению (Королева и др., 1966). Горизонтальная зональность проявляется в том, что пиритовая и золотоносная тетраэдрит-теллуридовая ассоциация распространены в пределах широких зон, а позднее образованные — сфалерит-карбонат-кварцевый и галенит-доломит-кварцевый парагенезисы тяготеют к внутренним частям этих рудных зон. Такая



Фиг. 6. Вертикальная зональность, характерная для золоторудных жил одного из районов Среднего Витима (по данным В. А. Загоскина)

1 — друзовидный кварц с редкими включениями рудных минералов (II стадии); 2 — золотосодержащий кварц с большим количеством сульфидов (III стадии); 3 — крупные гнезда сульфидов

зональность, по мнению Н. Н. Королевой и ее соавторов, обусловлена одновременным приоткрыванием отдельных частей рудовмещающих трещин. Устанавливаются также признаки вертикальной зональности отложения: с глубиной в жильных телах постепенно увеличивается количество сфалерита и галенита, при существенном уменьшении содержаний пирита и тетраэдрита. Несколько возрастает количество алтаита и одновременно почти полностью исчезают петцит, калаверит и самородное золото.

По В. А. Нарсееву (1967), для золоторудных месторождений Казахстана характерны общие черты вертикальной зональности, определяемые сменой снизу вверх следующих зон: 1) кварц-пиритовой (или пирротитовой), 2) кварц-пирит-арсенопиритовой, с сульфидами меди и цинка, 3) карбонат-кварцевой с теми же сульфидами, но без арсенопирита, а также с сульфосолями и теллуридами, 4) кварц-карбонатной с сульфосолями, антимонитом, киноварью, 5) карбонатной с редкими сульфидами (пиритом, галенитом). Наиболее богаты золотом вторая и третья зоны. Проба золота повышается с глубиной. Нетрудно заметить, что намечаемая схема во многом повторяет общие черты вертикальной зональности золоторудных месторождений, особенно в части распределения сложных сульфидов (сульфосолей). Что касается карбонатов, то их содержание в рудах, как упоминалось выше, в большой мере зависит от состава рудовмещающих пород.

Имеются отклонения от упомянутой зональности. Они отмечаются, в частности, на месторождениях Средне-Витимской горной страны, состав которых усложняется с глубиной (фиг. 6). Возможно, что подобная «об-

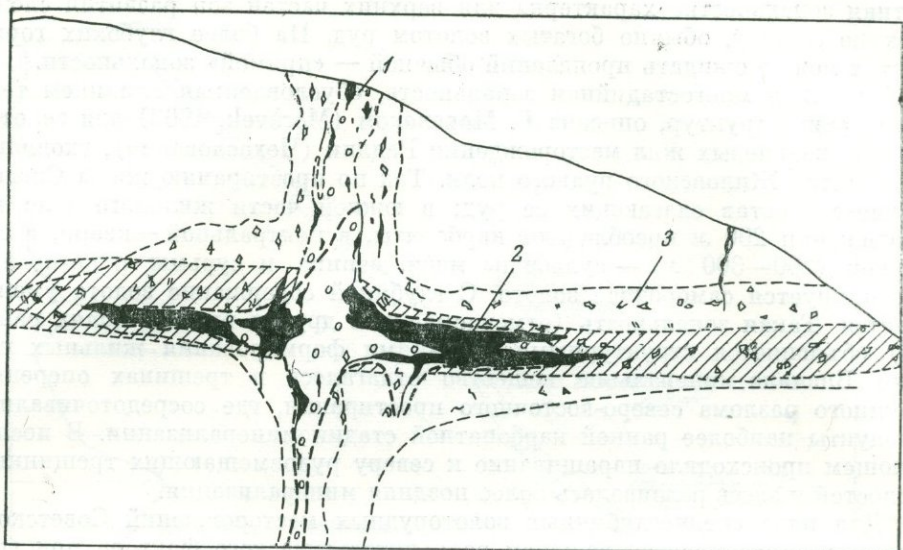
ратная зональность» характерна для верхних частей зон развития сложных по составу, обычно богатых золотом руд. На более глубоких горизонтах можно ожидать проявлений обычной — «прямой» зональности.

Типичная многостадийная зональность, обусловленная влиянием тектонических структур, описана Р. Моравеком (Morávek, 1963) для золотоносных кварцевых жил месторождения Радлик (Чехословакия), входящего в состав Жиловского рудного поля. Так по простиранию жилы Сислер меняется состав слагающих ее руд; в южной части жильного тела на протяжении 200 м преобладают карбонаты, в центральной — кварц, в северной (200—300 м) — сульфиды меди, свинца и сурьмы, с которыми ассоциируется самородное золото. С глубиной содержание золота уменьшается. Такая зональность (отмечаемая и в других рудных полях района) объясняется структурными условиями формирования жильных систем. Вначале минеральное вещество отлагалось в трещинах оперения крупного разлома северо-восточного простирания, где сосредоточивались продукты наиболее ранней карбонатной стадии минерализации. В последующем происходило наращивание к северу рудовмещающих трещинных полостей и здесь развивалась более поздняя минерализация.

Для ряда среднеглубинных золоторудных месторождений Советского Союза устанавливается ведущая роль литологического фактора при возникновении зональности фацциального типа. Примером служат золоторудные поля Центрального Алдана. Геологическое строение этой крупной золотоносной провинции определяется наличием двух структурных этажей: докембрийского кристаллического фундамента и перекрывающей его почти горизонтально лежащей толщи кембрийских известняков и доломитов. Их прорывают лакколиты, пластообразные залежи и дайки последюрских пород спенитового ряда. Оруденение в интрузивных породах представлено крутыми маломощными (0,2—0,4 м) кварцевыми умеренно-сульфидными жилами и прожилками, сопровождающимися ореолами серицитизации, окварцевания, пиритизации. В известняково-доломитовой толще около жил и зон трещиноватости прослеживаются горизонтальные существенно-сульфидные (с резким преобладанием пирита ранней генерации) метасоматические залежи, окруженные зонами анкеритизации, с вкрапленностью пирита, кварца, местами — тремолита (фиг. 7). В этих условиях взаимодействие рудоносных растворов со средой приводило к резкому снижению их кислотности и осаждению железа, выщелоченного из пород более глубокого структурного этажа. Алюминий играл роль инертного компонента, вовлекаемого в реакции минералообразования лишь в участках, породы которых были относительно богаты глиноземом (Петрвская, Казаринов, 1952).

Золото, вместе с халькопиритом, блеклыми рудами, галенитом, поздними генерациями кварца и пирита и минералами висмута, концентрируется в метасоматических рудных залежах и в отдельных столбообразных участках крутопадающих кварцевых жил, в местах «структурных ловушек» (изгибы жил, пересечения зон трещиноватости иных направлений и т. д.). Так же как и в других золоторудных месторождениях, ассоциации перечисленных минералов относятся к поздней стадии рудного процесса. Выделяются не четко очерченные зоны их распространения, местами идущие под углом к основному простиранию рудных тел. Это позволяет считать, что фацциальная зональность сочетается с пульсационной.

Не менее ярко фацциальная зональность проявлена в рудных полях Восточного Саяна. Так на Ольховском и Константиновском месторождениях сульфидно-кварцевые жилы секут силикатные породы (ороговикованные песчаники, глинистые сланцы, гранитоиды в эндоконтактных частях интрузивов), а среди серпентинизированных известняков залегают марказит-пирротиновые золотоносные залежи с примесями кварца и карбонатов (Тимофеевский, 1950; Хазагаров, 1963, 1968). Влияние литологии



Фиг. 7. Фациальная (литологическая) зональность оруденения в месторождении Лебединое Центрального Алдана по данным Н. В. Петровской

Кварцевая жила (1), пересекающая гранитоиды, при переходе в кембрийский доломит сопровождается горизонтальными метасоматическими залежами существенно сульфидного состава (2) и окаймляется зонами анкеритизации пород (3)

пород на возникновение зональности оруденения отмечается во многих рудных полях Восточного Саяна (Левицкий, 1966). Признаки подобного влияния замечены при изучении некоторых уральских золоторудных месторождений. Например, на Березовском рудном поле (Средний Урал) интенсивность и характер проявления золоторудной минерализации меняются в участках расположения пластообразной залежи серпентинитов, мощность которой более 200 м. Дайки порфировых пород, к которым приурочены системы сульфидно-кварцевых жил, становятся здесь невыдержанными по простиранию и падению, часто изгибаются и ветвятся; секущие их «лестничные» жилы также теряют выдержанность и становятся бедными золотом (Бородаевский, Бородаевская, 1947). Ниже серпентинитовой залежи отмечаются признаки благоприятной для оруденения структурной обстановки, аналогичной той, которая имела место в верхних горизонтах месторождения (Самарцев, 1967). Состав руд остается таким же, как и на верхних горизонтах.

Среди зарубежных месторождений примером зональности, обусловленной влиянием вмещающих пород, может служить протяженная рудная зона Мазер-Лоуд в Калифорнии (Конноли, Гиллюли, Росс, 1937). Эта зона, включающая большое количество параллельно и кулисообразно расположенных сульфидно-кварцевых жил (длиной до 180 м и по падению более 1800 м), пересекает кристаллические сланцы и зеленокаменные породы юрского и каменноугольного возраста. Жилы являются высокозолотоносными лишь в местах пересечения черных углистых («аспидных») сланцев. Гидротермально измененные кристаллические сланцы и зеленокаменные породы, с новообразованиями анкерита, серицита, альбита, кварца и пирита, золотоносны, но кварцевые жилы в них бедны золотом.

Случаи обогащения золотом рудных зон в местах пересечения ими углеродсодержащих пород, достаточно многочисленны. В последнее время они описаны на месторождении Карлин в Неваде (Radtke, 1970) и в Саралинском рудном поле Кузнецкого Алатау (Баженов, 1960). Осаждение

золота углистым веществом, подтвержденное экспериментальными работами, происходит в результате возникновения ЭДС между углеродом и окружающими их частицами пород (Баженов, 1960 и др.). А. С. Радке считает, что кроме явлений сорбции активированным углеродом, существенную роль играло возникновение золото-органических комплексных соединений и последующий их распад.

Приведенные примеры, как и все накопленные материалы наблюдений, показывают, что условия средних глубин были относительно благоприятными для дифференцированного отложения рудообразующих минералов в пространственно обособленных участках месторождений и рудных полей, различавшихся по геолого-структурным особенностям и составу вмещающих пород. Возникавшая при этом зональность почти всюду имела сложный характер.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МАЛОГЛУБИННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золоторудные месторождения, сформированные в условиях малых глубин, известны во многих крупных рудных провинциях мира, в которых оруденение связано с молодыми металлогеническими циклами (позднемезозойским и кайнозойским). Крупнейшие из них находятся в Тихоокеанском кольце альпийского тектогенеза, в островных дугах его азиатского сектора, в поясе Скалистых гор США и др. (Нолан, 1937); к этой формации относятся знаменитые месторождения Карпатской провинции (Трансильвании) в Европе, Калгури в Западной части Австралии и многие другие.

Локализация оруденения определяется его приуроченностью к крупным разломам и к сопряженным с ними зонам дробления, мелким блоковым структурам, местами — структурам взрыва: в некоторых районах отмечается связь с взрывными брекчиями (Котляр, 1963; Фогельман, 1964). Часто, но не всегда, месторождения расположены в покровах лав и в вулканических аппаратах. Местами минерализация сосредоточена в небольших тектонических депрессиях, заполненных осадочными породами, уплотненными при диагенезе. Разнообразие вмещающих пород и рудолокализирующих структур предопределило изменчивость среды, в которой формировались золотые руды. Соответственно непостоянными являются морфологические особенности рудных тел, представленных сложными штокверками, зонами вкрапленности, системами жил и прожилков. Широко варьируют текстуры руд: крустификационные, гребенчатые, кокардовые, пористые пластинчатые, весьма часто — метаколлоидные полосчато-фестончатые.

По составу руды, как правило, убогосульфидные кварцевые и кварц-карбонатные; сульфиды составляют редко более 0,5—1% жильного вещества. Кварц представлен тонкозернистыми халцедоновидными метаколлоидными или гребенчатыми агрегатами. Типоморфными минералами являются адуляр, карбонаты в виде тонкопластинчатых кристаллов, сложные сульфиды серебра, меди, сурьмы, в некоторых районах теллуриды, в отдельных случаях селениды. Известны месторождения с большой ролью минералов марганца: родохрозита, псиломелана и др. (Sister, 1963). Золото обычно тонкодисперсное, низкопробное. В отдельных месторождениях оно образует «сгустки» мелких частиц, а также кристаллы и дендриты до 1 см и более.

Формирование руд на малых глубинах, как и в более глубоких частях земной коры, являлось результатом длительного многостадийного процесса, особенности которого менялись в зависимости от конкретных условий. Данные последних лет, в том числе минералотермометрические (Ляхов, 1967; Найбородин, 1970) показывают, что месторождения рассматриваемой формации не являются в целом низкотемпературными, образуясь в широком диапазоне температур, от 300—350°С и ниже.

Очевидно, что ставшее традиционным название «эпитермальные руды» может использоваться лишь как условный термин.

Большое значение при формировании золотых руд имели перепады давления в тот период, когда рудоносные растворы поднимались в верхние части литосферы; с этим связаны явления вскипания растворов, изменение их кислотно-щелочных свойств, выпадение гелей. Существенную роль в развитии таких явлений играло смешение глубинных растворов с вадозовыми водами. Близповерхностное золотое оруденение нередко соседствует с зонами флюоритовой, сурьмяной и ртутной минерализации (Забайкалье, Дальний Восток, Закарпатье, некоторые районы Японии и другие области). Пространственное обособление месторождений киновари некоторыми исследователями рассматривается как следствие миграции высокоподвижных соединений ртути из зон нагретых в менее нагретые: в первых развиты золотосносные прожилиты, во вторых — ртуть-содержащие вторичные кварциты (Лазаренко, Малыгина, 1966). В районах Нижнего Приамурья вторичные кварциты сольфатарного типа на глубине сменяются прожилитами, с низкотемпературной фацией которых связана золотая минерализация (Власов, 1963; Сухов, 1967). В зональнопостроенных геохимических ореолах, сопровождающих золоторудные тела, повышенные концентрации сурьмы и, особенно — ртути, характеризуют периферические зоны (Поликарпочкин и др., 1965; Фахри, 1965). Эти закономерности могут использоваться для поисков скрытого оруденения.

Общей особенностью месторождений рассматриваемой формации является сравнительно четко выраженная тенденция закономерного изменения состава и строения руд с глубиной. Обычно уменьшается содержание сульфосолей серебра, иногда — теллуридов, возрастает относительное количество пирита, увеличивается золото-серебряное отношение. В отдельных месторождениях фиксируется повышение содержаний сульфидов цинка, меди, свинца. Известны примеры, когда золото-серебряные руды сменялись на глубине свинцово-цинковыми (месторождения Румынии). Наиболее существенным проявлением вертикальной зональности является резкое обеднение руд золотом, отмечаемое при разработке многих месторождений на глубине порядка первых сотен метров от поверхности (Lindgren, 1928; Нолан, 1937); лишь одиночные месторождения сохраняют промышленную ценность до уровня 500—700 м (месторождение Крипл-Крик, США). Рудные столбы, нередко поразительно богатые, располагаются среди бедных руд, приурочиваясь к зонам интерминерализационных нарушений. Сказывается также влияние литологических факторов, однако не столь резко выраженное, как в месторождениях формации средних глубин.

Интересные признаки зональности выявляются при анализе пространственных взаимоотношений разновозрастных, обычно неодинаковых по типу, рудных образований, поля развития которых в областях полициклического оруденения нередко сближены. Например, в Забайкалье «эпитермальные» месторождения и рудопроявления, созданные ларамийским металлогеническим циклом, во многих случаях расположены в непосредственной близости к поясам более древнего киммерийского оруденения, приурочиваясь к ранее заложенным многократно подновлявшимся крупным тектоническим нарушениям; типичным примером этого служит рудная зона Балейского района. Отмечается изменение характера оруденения вкрест простирания этой зоны, с последовательной сменой с ЮВ на СЗ: верхнеюрской молибденит-кварцевой и арсенопирит-кварц-турмалиновой минерализации, золото-сульфидно-кварцевой без турмалина и далее меловой — золото-пираргирит-карбонат-кварцевой. Эта особенность рассматривается как показатель особой «миграционной зональности» оруденения, развивавшегося в разные геологические эпохи (Константинов и др., 1967). По заключению одного из авторов (Петровская, 1968) некоторые элементы зональности здесь обусловлены частичным перекрытием зоны

киммерийского оруденения ореолом молодой минерализации, и взаимодействием рудоносных растворов позднего цикла с ранее образованными кварцево-рудными агрегатами. Признаки такого взаимодействия наблюдаются в виде возникновения в киммерийских рудах локальных участков и зон перекристаллизации, появления среди грубозернистых кварцевых агрегатов обособлений тонкозернистого кварца, пластинчатого карбоната, марказита и др. Имеются основания предполагать, что растворы, отлагавшие эпитермальные руды, частично мобилизовали вещество киммерийских рудопроявлений, находившихся в нижнем структурном ярусе. Большая роль процессов регенерации при формировании молодых золоторудных месторождений допускается рядом ученых (Смирнов, 1966; Радкевич, Моисеенко, 1966).

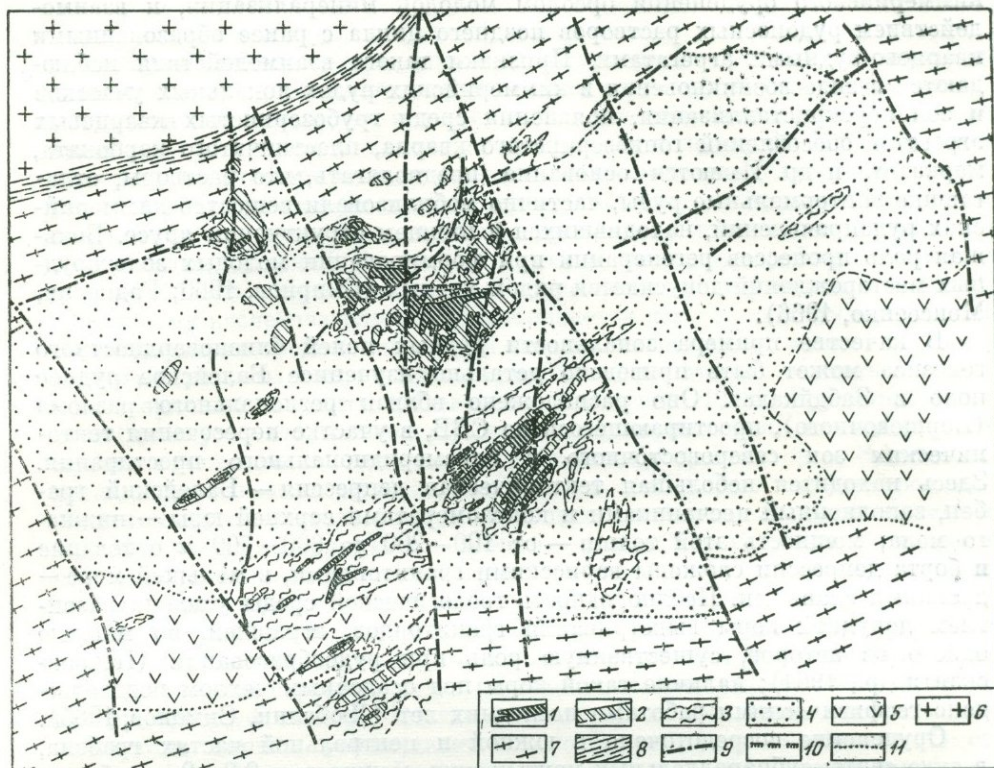
В качестве примера зональности рудных полей близповерхностного генезиса может быть приведено детально изученное Балейское рудное поле в Забайкалье. Оно расположено вблизи регионального разлома (Борщевочного), простирающегося на СВВ, в участке пересечения тектонических зон северо-восточного и близмеридионального простирания. Здесь находится небольшая тектоническая депрессия — Балейский грабен, заполненный песчаниками и конгломератами верхней юры — нижнего мела; мощность этой толщи — от 100—200 до 600—700 м основание и борта депрессии сложены варисскими гранитоидами, в меньшей мере — древними сланцами. Неоднородность геологической среды усилена развитием дорудной коры выветривания гранитоидов, игравшей, по мнению одного из авторов, существенную роль при рудообразовании (Петровская и др., 1961); наличие такой коры под осадочным чехлом подтверждено геофизическими работами последних лет (Любалин, Симонов, 1965).

Оруденение сосредоточено в южной и центральной частях грабена, в виде свиты субпараллельных крутых жил, мощностью 0,2—2 м и более, и в северном его борту, в гранодиоритах, где находится сложный штокверк из крутых и пологих жил и прожилков. Жильные тела на 90—99% сложены мелкозернистым халцедоновидным и гребенчатым кварцем; подчиненную роль играют карбонаты, адуляр, минералы каолиновой группы. Доли процента составляют сульфиды: пирит, марказит, арсенопирит, блеклые руды, пираргирит, миаргирит. Очень мало халькопирита, сфалерита, галенита; встречаются тончайшие вкрапления теллуридов.

Формирование руд было многостадийным. В начальные, по существу дорудные, стадии возникали широкие зоны аргиллизации пород. Возможно, что кислотному выщелачиванию предшествовали слабые проявления серицитизации и хлоритизации, признаки которых заметны лишь в гранодиоритах; они могут сопоставляться с изменениями ранней безрудной стадии по Т. С. Ловерингу (Lovering, 1949), тогда как каолинизация отмечает собой среднюю кислотную стадию. Во внутренних частях околотрещинных ореолов породы несут следы более позднего неодонократного окремнения, особенно интенсивного в пределах пологих зон.

В предрудные стадии возникали элементы вертикальной зональности измененных пород: в верхних частях разреза формировались серии пологих слоевидных тел кремневидного кварца, ниже располагались зоны выщелачивания и затем — аргиллизации (Елеева, Русинова, 1967).

Заполнение жильных полостей начиналось с отложения раннего (допродуктивного) тонкозернистого кварца, загрязненного реликтами пород. Затем следовали первая и вторая продуктивная стадии, каждая из которых начиналась с массового выделения кремнезема (с примесями каолинита и карбонатов), местами в виде колломорфных наслоений на стенках трещин. При повышении щелочности растворов эти стадии завершались многократным выпадением поликомпонентных гелей, обогащенных сульфидами и золотом. Повышенная активность калия в первую продуктивную стадию обусловила развитие адуляризации пород и формирование адуляр-кварцевой ассоциации в жилах, быстро замещавшейся каолинит-



Фиг. 8. Схема зонального строения Балейского рудного поля (Забайкалье) по данным М. Г. Андреевой, Н. В. Петровской, П. С. Бернштейна (1961)

- | | | |
|--|--|--|
| 1 — участки и зоны проявления продуктивных ассоциаций; | 5 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы; | 9 — тектонические нарушения, определяющие блоковое строение Балейского рудного поля; |
| 2 — зоны распространения допродуктивных ассоциаций; | 6 — раннекеммерийские гранитоиды (Борщевочного комплекса); | 10 — пологие зоны нарушения; |
| 3 — зоны, характеризующиеся локальным развитием каолинизации и слабого окварцевания пород; | 7 — герцинские гранитоиды (Ундинского комплекса) и более древние метаморфические породы; | 11 — границы пород, выполняющих балейский грабен и слагающих его борта |
| 4 — толща осадочных пород нижнего мела; | 8 — зона милонитизации, фиксирующая Борщевочный разлом; | |

кварцевой ассоциацией. Конечные — «послепродуктивные» стадии — характеризовались образованием антимонит-кварцевой ассоциации, а также выделениями халцедоновидного кварца с карбонатом, глобулярным тонкодисперсным пиритом и перекристаллизованным каолинитовым веществом.

Зональность рудного поля и месторождений определяется, прежде всего, закономерностями размещения разностадийных минеральных комплексов, в тесной связи с элементами блоковой тектоники Балейского грабена. Результаты минералогического картирования, проведенного одним из авторов совместно с М. Г. Андреевой (Петровская и др., 1961), показали, что продуктивные минеральные ассоциации концентрировались в основном в центральном наиболее мобильном блоке Балейского грабена, ограниченном близмеридиональными разломами (фиг. 8); в этом блоке расположены все известные месторождения рудного поля. По-видимому, в его пределах находились главные каналы следования рудоносных растворов, служившие, вместе с тем, очагами разгрузки напорных вадозовых вод. Накопление последних являлось естественным следствием

расположения грабена в зоне межгорных депрессий. В такой обстановке смешение поверхностных и глубинных вод, вообще характерное для зоны малых глубин (Lindgren, 1928), должно было проявляться особенно активно. С этим согласуются особенности состава и строения руд Балейской группы месторождений, говорящие о быстрой смене во времени и чередовании в пространстве выделений таких различных по кислотно-щелочным условиям образования минералов, как адуляр и дикит; первый после своего выпадения быстро терял устойчивость, замещаясь полностью, или почти полностью, гипогенными минералами группы каолинита. В определенной зависимости от путей циркуляции богатых кислородом вадозовых вод чередуются локальные участки, обогащенные пиритом или марказитом; в верхних горизонтах в некоторых участках вместо арсенопирита появляется аурипигмент.

В резко изменчивой обстановке формировались богатые рудные столбы и гнездообразные скопления самородного золота и его спутников — блеклых руд и пираргирита, тяготеющие к местам сочленения пологих и крутых зон трещиноватости. В последние годы геологом А. Ф. Воросовым доказана приуроченность руд, богатых золотом к местам, где жили секут прослой алевролитов, вдоль которых развивались послонные тектонические нарушения.

Скопления золота неодинаковы по своему характеру и, по-видимому, по генезису. Некоторые из них сопровождаются обычными продуктивными ассоциациями минералов ранней и поздней рудных стадий, другие — характеризуются парагенезисом относительно крупного часто дендритового золота и мелко-гребенчатого кварца. Ряд признаков позволил отнести эту ассоциацию к продуктам эндогенного переотложения и перекристаллизации более ранних золото-кварцевых агрегатов (Петровская, 1970). Зоны ее развития отмечают собой положение наиболее долго живших каналов следования рудоносных растворов, являясь своего рода «маркирующими» зонами. Продукты деятельности завершающих стадий рудообразования — поздние генерации халцедоновидного кварца и карбонатов, в ассоциации с антимонитом — наблюдаются в разных частях балейского грабена и за его пределами.

Общая зональность рудного поля выражается в наличии центральной зоны, в которой проявлены все главные разновременные одностадийные минеральные комплексы (в том числе продуктивные) и периферических зон, резко обедненных продуктивной минерализацией. По своему типу такая зональность является пульсационной. По данным М. Г. Андреевой (1968), она в большей мере связана с неодинаковой историей формирования тектонических блоков рудовосного грабена. Одним из проявлений пульсационной зональности служит отмеченное при картировании преимущественное развитие ранних минеральных ассоциаций в северных частях грабена, а поздних — в южных. Эта особенность, вероятно, отражает тенденцию перемещения со временем зон проницаемости, от участков, относительно близких к крупному Борщевочному разлому, к южной периферии рудного поля.

Локальные проявления многостадийной зональности характеризуются следующим. Ранние выделения кварца обычно сосредоточены на флангах рудных тел и у их контактов. В центральных частях жил, охватывая также зоны сопровождающих прожилков, расположены группы рудных столбов. Поздние кварц-карбонатная и антимонит-кварцевая ассоциации образуют локальные зоны вдоль пологих трещин, а также отдельных крутых трещин, секущих кварцевые золотоносные жилы. Это рассматривается как следствие изменений плана деформаций в поздние стадии рудного процесса, по-видимому, отделенные от главных продуктивных стадий длительным перерывом минералообразования (Унксов, Иванова, 1945).

Пульсационная зональность осложнена проявлениями одностадийной фациальной зональности, связанными с влиянием вмещающих пород. Наи-

более отчетливо такое влияние сказывается на особенностях строения рудного вещества: жилы, залегающие в гранодиоритах, нередко имеют крустификационное широкополосчатое или брекчиевое строение, характерны пористые пластинчато-каркасные текстуры; переходя в осадочные породы особенно — в песчаники, жилы становятся тонкополосчатыми, при резко подчиненной роли крустификационных образований.

Достаточно четко проявлена вертикальная зональность оруденения. Исследования коллектива геологов предприятий Балейского под руководством В. И. Лозовского показали, что в южной и центральной частях Балейского рудного поля сверху вниз сменяются зоны: безрудная, затем — продуктивная рудная, полого склоняющаяся на СВ под углом 5—8°, и ниже — зона неоднородной в общем более бедной кварцево-рудной минерализации (Лозовский, 1966; Хомич, 1967). Природа отмеченной зональности еще не полностью расшифрована. Некоторые геологи полагают, что верхняя зона обусловлена наличием послерудной толщи пород, содержащих лишь реликтовую минерализацию (обломки руд); другие исследователи, отмечая тенденцию выклинивания рудных жил по направлению по мере приближения к границе с верхней толщей, считают, что последняя существовала при формировании месторождений, но была неблагоприятной для развития систем рудопроводящих трещин. Решающую роль, по-видимому, играли резкие изменения термодинамических условий при подъеме эндогенных растворов, богатых углекислотой, в трещиноватые пористые породы, пропитанные вадозовыми водами. Именно здесь происходило вскипание растворов, признаки которого выявлены при изучении газовой-жидких включений в кристаллах кварца: в одних и тех же зонах роста кристаллов сосредоточены включения с резко различными соотношениями газовой и жидкой фаз (Ляхов, 1967). Удаление углекислоты приводило к нарушению равновесия растворов, изменению их физического состояния и многократному выпадению гелей сложного состава на стенках жильных трещин, секущих пористые породы. В полостях трещин среди более плотных пород в это время возникали зоны крустификации, образованные теми же генерациями минералов, которые входят в состав тонкозернистых метаколлоидных агрегатов.

Отчетливо сказывается влияние так же литологического фактора: у основания рудоносного грабена, где меловая песчаниково-ксягломератная толща подстилается юрскими конгломератами, рудная минерализация практически исчезает; остаются лишь немногочисленные кварц-карбонатные прожилки с редкими вкраплениями пирита. В породах кристаллического фундамента оруденение вновь несколько усиливается. На средних горизонтах почти исчезает адуляр, уменьшается количество диккита, мелкопластинчатого карбоната.

Элементы вертикальной одностадийной зональности проявляются в общем уменьшении с глубиной сульфидов во всех ассоциациях: в меньшей степени меняется содержание пирита, что приводит к относительному повышению его роли в рудах на глубоких горизонтах. В верхней части золотоносной зоны, по данным Г. П. Гапонцева и А. А. Нестерова (1968), рудное вещество характеризуется пониженной концентрацией Ag, Cu, As: в пределах продуктивной зоны оно обогащается главным образом серебром и медью, содержание которых падает с глубиной. Ниже, в убого-золотоносной зоне, руды заметно обогащены мышьяком и свинцом. Увеличиваются концентрации этих элементов и в нижних частях эндогенных ореолов рассеяния, тогда как содержания сурьмы и меди здесь падают. Общие размеры ореолов с глубиной сокращаются (Поликарпочкин и др., 1965).

По мере перехода от верхних частей месторождений к нижним растет величина золото-серебряного отношения, что отражает общую тенденцию к повышению в этом направлении щелочности рудообразующих растворов (Петровская, 1967). Возрастает и проба самородного золота, от 680—700

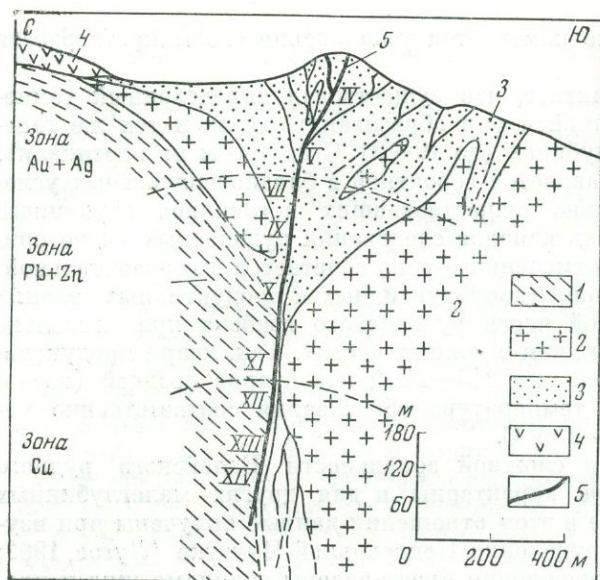
до 720—780; соответственно намечается уменьшение его микротвердости (Воросов и др., 1967).

Ю. В. Ляхов (1968) считает, что существовал определенный температурный градиент, сказавшийся при образовании одних и тех же генераций кварца на разных глубинах (до 19—21° С на 100 м по вертикали). Такая изменчивость представляется вероятной в близповерхностных условиях, при наличии длительно существовавших источников глубинного тепла, рассеивавшегося вдоль каналов следования рудоносных гидротерм. Вертикальная зональность отмеченного типа сочетается с горизонтальной: одни и те же генерации кварца (допродуктивных и продуктивных стадий) были образованы в северной части рудоносного грабена при несколько более высоких температурах, чем в южных частях. Так, кварц продуктивной ассоциации был отложен при 245—220°; для кварца поздней (послепродуктивной) ассоциации температура образования соответственно менялась от 225—195° до 190—155° С.

Отмеченные особенности сложной зональности Балейского рудного поля в той или иной мере характерны и для других малоглубинных месторождений. Интересные в этом отношении данные получены при изучении золото-серебряного оруденения Центральной Чукотки (Лугов, 1962; Сидоров, 1966). Здесь месторождения представлены группами жил и прожилков существенно кварцевого (на 95—99%) и адуляр-кварцевого состава, расположенных среди кислых и средних по составу вулканогенных пород мела и флишоидных толщ верхнего триаса, в крупной Паляваамской зоне разломов. В наиболее хорошо вскрытом участке Сопки Рудной на интервале 150—200 м по вертикали отмечается смена зон развития разностадийной минерализации в такой последовательности (снизу вверх): арсенопирит-кварцевая, затем золото-серебряная (сопровождающаяся новообразованиями адуляра в породах) и выше — сурьмяная минерализация. Как и в месторождениях Балейского поля, отмечается увеличение золото-серебряного отношения с глубиной. Жильные тела, выходя за пределы липаритовых покровов, теряют адуляр, что может рассматриваться как проявление фациальной зональности, однотипной с балейской.

Четко выраженная вертикальная зональность характеризует «эпитермальное» месторождение Бая-Сприе в Румынии. По данным румынских ученых (Giuscà D. и др., 1963), рудные жилы и прожилки, секущие покровы андезитов и дацитов плиоцена, образуют крутую расширяющуюся кверху зону, прослеживающуюся более чем на 900 м по вертикали. Рудовмещающие породы окварцованы, адуляризованы, каолинизированы, хлоритизированы. Результаты минералотермометрических исследований показывают, что руды формировались в диапазоне температур 310—155° С. Выделены две стадии рудного процесса. В первую — образовались кварц, адуляр, местами — альбит, сидерит, доломит; к продуктам этой стадии отнесены ранние генерации пирита, халькопирита, арсенопирита, тетраэдрит, борнит. Упоминается наличие таких нехарактерных для «эпитермальных» руд минералов, как шеелит, вольфрамит, ильменит. Во вторую стадию отлагалась главная масса кварца, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, тетраэдрит, антимонит, золото, киноварь и другие минералы. Горные выработки последовательно вскрывают сверху вниз следующие зоны (фиг. 9): 1) золото-серебряной (до 7-го горизонта), 2) свинцово-цинковой (7—11-й горизонты) и 3) медной минерализации (11—14 горизонты).

Имеются данные, свидетельствующие о разновременности минерализации, определяющей характер выделенных зон. Так пирит-халькопиритовые прожилки (проявления медного оруденения) отчетливо пересекаются жилками галенит-сфалеритового состава, причем они подчинены разным системам трещин. Исходя из представлений о многостадийном процессе рудообразования, отмеченная зональность должна быть отнесена к «пульсационному» типу, однако некоторые факты наводят на мысль



Фиг. 9. Зональность месторождения Бая-Сприе в Румынии (Djuşa et al., 1963).

- 1 — аргилито-сланцевая толща (палеоген);
- 2 — андезиты с амфиболом и пироксеном, хлоритизированные (сармат);
- 3 — лавы, брекчии, агломераты андезитов, окварцованные, адуляризованные, каолинизированные;
- 4 — андезиты пироксеновые (плиоцен);
- 5 — рудные жилы

о более сложной ее природе. К ним относится независимость распространения существенно сульфидных (медных и полиметаллических) и золото-кварцевых руд; в ряде районов они образуют собственные месторождения, лишенные признаков вертикальной зональности, подобных тем, которые наблюдались на Бая-Сприе. Там, где поля разной по составу минерализации совмещены в пространстве, отмечаются смешанные наборы минеральных ассоциаций, свойственных разным типам оруденения. При этом существенно пиритовые и пирит-халькопиритовые агрегаты всюду являются наиболее ранними, а характерные для сульфидных руд галенит-сфалеритовые выделения находят в возрастной «вилке» между ранними и наиболее поздними сульфидно-кварцевыми парагенезисами, типичными для золоторудных месторождений. Отмеченные соотношения, наблюдавшиеся одним из авторов при посещении ряда рудников Восточных Карпат, сходны с описанными для полей совмещенного оруденения в Забайкалье и других районах Советского Союза (Петровская, 1956). Возможно, что такое совмещение зон золото-кварцевой и существенно сульфидной минерализации имеет место в некоторых рудных полях Румынии.

Мало освещена в литературе зональность наиболее глубоко вскрытого «эпитермального» месторождения Крилл-Крик в Колорадо. Рудные тела этого месторождения приурочены к системе радиальных крутых трещин проседания в жерле третичного вулкана, среди вулканических брекчий и туфов; частично они выходят в докембрийские граниты и гнейсы, окружающие вулканический аппарат. Руды на 60% сложены тонкозернистым кварцем и на 40% карбонатами (в основном доломитом), адуляром и флюоритом. Среди рудных минералов, составляющих доли процента жильного выполнения, главенствуют теллуриды золота; отмечаются также пирит, сфалерит, тетраэдрит, антимонит и др. Крупные рудные столбы прослеживаются по простиранию жил на 30—400 м и по падению до 700 м. На нижних горизонтах эти столбы разветвляются, уменьшаются в поперечном сечении, а содержание золота в них падает; при этом несколько увеличивается количество сфалерита. Расположение рудных столбов контролируется элементами интерминерализационной тектоники.

Во многих случаях закономерности изменения по вертикали и по площади малоглубинного оруденения слабо изучены; форсированная отработ-

ка богатых, но быстро беднеющих с глубиной, месторождений позволяла накопить опыт, характеризующий, главным образом, расположение рудных столбов.

Итак, материалы детальных исследований показывают, что зональность проявлена почти во всех рудных полях, сформированных на малых глубинах. При ведущей роли пульсационной зональности, связанной со структурными факторами, выявляются признаки зональности отложения, зависящей от резкого изменения термодинамических условий в зоне смешения глубинных растворов с вадозовыми водами; сказывалось также влияние литологического состава пород.

Приведенные данные относятся к месторождениям золото-сульфидно-кварцевых рудных формаций. Зональность месторождений существенно сульфидных руд, из которых золото извлекается попутно с другими металлами и лишь в отдельных случаях имеет самостоятельное промышленное значение, в настоящей работе не рассматривается. Отметим лишь, что в полях развития золото-сульфидной и золото-сульфидно-баритовой минерализации наблюдаются сходные с отмеченными выше признаки зонального размещения минералов и их ассоциаций. Примером служит Салаирское рудное поле, в рудах которого с глубиной снижается концентрация серебра, золота, бария и свинца, при некотором увеличении количества меди; при этом сплошные руды на глубине переходят в штокерковые и вкрапленные (Лапухов, 1968).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ имеющихся материалов приводит к выводу, что зональность золотоносных районов и золоторудных месторождений во многих случаях выражена неотчетливо, проявляясь в виде изменения степени концентрации рудных тел, их состава и строения, при отсутствии четких границ зон, наложении одних зон на другие, повторении отдельных зон в пространстве.
2. В региональном плане пояса золотого оруденения нередко перекрывают собой площади распространения других металлоносных образований, обладая более значительными размерами. Такие соотношения наблюдаются как при различном возрасте золотого и незолотого оруденения, так и при сближенном времени их развития (принадлежность к одной металлогенической эпохе). Это рассматривается как показатель относительной независимости золотого оруденения от других рудных формаций и связи с более глубокорасположенными областями генерации рудных растворов. Размещение золоторудных поясов контролируется в основном глубинными разломами и сопровождающими их зонами локальных разрывных нарушений.
3. В пределах рудных полей, месторождений и рудных тел наиболее отчетливо проявлена пульсационная (многостадийная) зональность, обусловленная закономерной сменой участков и зон распространения минеральных ассоциаций разных стадий рудного процесса. Ранние ассоциации существенно кварцевого состава распространены более широко, образуя как бы общий фон минерализации рудных полей и господствуют на их флангах и глубоких горизонтах, а минеральные парагенезисы поздних, в том числе продуктивных стадий, сосредоточиваются преимущественно в центральных частях полей, вдоль долго живущих каналов следования рудовосных растворов, или в сериях разобщенных участков и зон. Там, где наблюдаются наиболее полные наборы разновременных ассоциаций, расположены рудные столбы, нередко зонально построенные.
4. Топография участков и зон разновременной минерализации определяется в основном элементами интерминерализационной тектоники (пространственными соотношениями зон ранней трещиноватости и более

узких зон, в пределах которых происходило многократное подновление или наращивание трещин). В некоторых районах сказывалось также влияние степени прогретости рудовмещающих пород; около подводящих глубиннее тепло каналов концентрировались относительно высокотемпературные, обычно более ранние минеральные ассоциации, а в удалении — низкотемпературные, поздние. Если к поздним стадиям рудообразования породы успевали остывать, минерализация таких стадий накладывалась на ранее сформировавшиеся зоны оруденения, контролируясь лишь интерминерализационной тектоникой.

5. Стадийная зональность золоторудных полей нередко сочетается с фациальной, определяемой закономерными изменениями состава минералов и их сообществ, возникавших в одну и ту же стадию рудного процесса. Чаще всего наблюдается избирательная концентрация сульфидов в одних зонах и обеднение ими рудных жил в других, что связано с действием некоторых пород на кислотно-щелочные свойства металлоносных растворов и на устойчивость содержащихся в них комплексных соединений металлов. Нередко такой зональности подчинено распределение золота. В ряде районов границы тех или иных пород определяют контуры зон промышленного оруденения как по площади рудных полей, так и на глубину.

6. Вертикальная зональность золоторудных месторождений, относимая к фациальному типу, определяется следующей в известной мере общей тенденцией: повышенные концентрации серебра и сурьмы тяготеют к верхним частям месторождений, где обычно обнаруживаются небольшие количества сложных сульфидов (сульфосолей) этих элементов, а также — цинка, свинца, висмута. Здесь же отмечаются наиболее низкие величины золото-серебряного отношения. С глубиной возрастает концентрация сульфидов свинца и цинка, затем — меди. Далее количество этих сульфидов уменьшается; руды становятся простыми по составу, обычно пирит-кварцевыми, и беднеют золотом. Такая зональность представляется следствием изменения кислотно-щелочных свойств растворов (повышения щелочности) по мере их восходящего движения и последовательного распада комплексных соединений металлов, различающихся по степени устойчивости. Отмеченная тенденция осложняется в одних случаях выпадением тех или иных зон, в других — повторениями зон в пространстве. Варьируют также размеры зон, четкость их границ и т. д.

7. Конкретные особенности зонального строения несколько меняются по мере перехода от месторождений глубинных к малоглубинным: возрастает степень контрастности зональности, особенно вертикальной, причем интервалы, соответствующие отдельным зонам, в вертикальном сечении становятся все короче. Меняется и относительное значение различных факторов, определяющих характер зональности (влияние степени прогретости пород в условиях больших и средних глубин, резкие перепады давления, вскипание растворов и смешение их с поверхностными водами — на малых глубинах).

8. С зональностью золоторудных полей, месторождений и рудных тел связано положение зон промышленного оруденения, а также богатых рудных столбов в их пределах. Данные, позволяющие судить о протяженности таких зон по вертикали и возможной их повторяемости на разных глубинах, пока еще ограничены по объему, но они позволяют отметить следующие общие закономерности. Вертикальная протяженность промышленного золотого оруденения, являющаяся функцией влияния многих факторов (физико-механической однородности вмещающей среды, степени постоянства рудоконтролирующих структур и термодинамических условий минералообразования), варьирует в широких пределах, от первых сотен метров для малоглубинного оруденения до трех километров и более для месторождений, сформировавшихся на значительно больших глубинах. Многоярусное расположение зон продуктивной минерализации

характерно для тех рудных полей, стадийная зональность которых подчинена не только особенностям развития однонаправленных рудовмещающих трещин, но испытывает также влияние поперечных к последним пологих нарушений (структурных экранов, зон локального растяжения), а фациальная зональность проявляется в связи с влиянием литологии пород, прослои или тела которых повторяются на разных глубинах. Без учета этого положения перерывы зоны промышленного оруденения могут быть приняты за ее выклинивание. Примеры подобных ошибок в практике разведки и разработки золоторудных месторождений не единичны.

Отмеченные положения позволяют заключить, что исследования зональности золоторудных полей являются одним из главных путей получения материалов, которые могут служить основой для общей оценки перспектив месторождений, и их глубоких горизонтов, так же как и для планирования и проведения разведочных работ. Возможности их использования для практических целей подтверждаются на примере рудных полей Дарасунского, Советского, Ольховского, Кочкарского, Балейского и многих других золоторудных месторождений Советского Союза.

ЛИТЕРАТУРА

- Амосов Р. А. Отношение золота к серебру в рудах Западного участка Дарасунского месторождения. — Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 79.
- Андреева М. Г. Особенности состава, размещения минеральных ассоциаций и элементы зональности в пределах Балейского рудного поля и его периферии. — Труды ЦНИГРИ, 1971, ч. 1, вып. 96.
- Бадалов С. Т. Некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1965.
- Баженов В. И. Влияние вмещающих пород на локализацию рудных столбов в Саралинском рудном поле. — Геол. и геофиз., 1960, № 2.
- Бернштейн П. С., Петровская Н. В. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский край). — В сб. «Геология главнейших золоторудных месторождений СССР», т. 4. М., 1954.
- Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Березовское рудное поле. М., Металлург. изд-во, 1947.
- Бородаевский Н. И. Кочкарское месторождение. — В сб. «Геология главнейших золоторудных месторождений СССР (Урал)», т. 3. М., 1952.
- Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. — Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 35.
- Буряк В. А. О генезисе золоторудной минерализации центральной части Ленского золотоносного района. — В сб. «Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Буряк В. А., Попов Н. П. Типы гипогенной зональности оруденения в докембрийских золотоносных провинциях (Патомское нагорье). — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, 134.
- Васильев Б. Д., Шубин Г. В. Общие черты зональности золотооруденения на примере некоторых районов Кузнецкого Алатау и Центрального Забайкалья. — Изв. Томск. политехн. ин-та, 1968, 134.
- Вировлянский Г. М. К вопросу о первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Записки Всес. мин. общ-ва, 1954, 83, № 3.
- Власов Г. М. Условия образования золото-серебряных месторождений пропитовой формации и их отношение к интрузивным и эффузивным породам. — Материалы сов. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций» (Гос. геол. ком. СССР АН СССР). М., 1963.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд-во АН СССР, 1952.
- Воросов А. Ф., Красников В. И., Лозовский В. И., Максимов С. С., Пантеев В. Д., Пугаева Г. А., Сычугов В. С., Сенчуков Г. В., Фаворов В. А. Опыт изучения физических свойств некоторых минералов Балейского месторождения и специфические черты его оруденения. — В сб. «Геология и полезные ископаемые Забайкалья». Чита, Изд-во ЗабНИИ, 1967.
- Гавриков С. И. О возрасте и связи золота и редкометалльно-золотого оруденения с некоторыми мезозойскими гранитоидами Верхне-Индибирского рудного района. — Труды Всес. геол. ин-та, 1967, 135.
- Гапонцев Г. Н., Нестерова А. А. Распределение элементов — спутников золота в рудных жилах Балейского рудного поля. — В сб. «Геология и разведка полезных ископаемых Забайкалья». Чита, Изд-во ЗабНИИ, 1968.
- Давиденко Н. М. О зональности золоторудных тел Кэпэрвеевского узла Западной Чукотки. — Геол. рудн. месторожд., 1970, 12, № 2.
- Дмитриев Л. К., Ляхов Ю. В. Характер

- изменчивости температурных условий формирования Дарасунского месторождения во времени и пространстве. — В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, Изд-во ЗабНИИ, 1968.
- Елева И. В., Русинова О. В.* Гидротермально измененные породы верхних горизонтов Балейского месторождения и их поисковое значение. — В сб. «Геология и полезные ископ. Забайкалья». Чита, Изд-во ЗабНИИ, 1967.
- Загоскин В. А.* Стадии рудообразования золоторудных проявлений в Среднеивитимской горной стране. — Известия высш. учебн. зав., геология и разведка, 1963, № 3.
- Зенков Д. А.* Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении (Забайкалье). — В сб. «Рудничная геология», М.—Л., Госгеолгиздат, 1946.
- Иванкин П. Ф., Рабинович В. Н., Акчурина В. Н.* О прерывистости минералоотложения и зональности кварцево-золоторудных жил. — В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, Изд-во ЗабНИИ, 1968.
- Ицкисон М. И., Кормилицин В. С., Красный Л. И., Матвиенко В. Т.* Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. — Геология руд. месторожд., 1960, № 1.
- Коннолли Дж., Гиллюли Дж., Росс Клойд П.* Мезотермальные месторождения золота. — В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США». Пер. с амер. изд. 1933 г. М.—Л., Изд-во НКТП СССР, 1937.
- Константинов Р. М., Томсон И. П., Челогоков С. В., Хомич В. Г., Андреева М. Г.* Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья. — Геология рудн. месторожд., 1967, 9, № 12.
- Королева Н. Н., Королев В. А., Овечкин В. В.* Золото-сульфидное оруденение в карбонатных породах — новый тип золотой минерализации в Средней Азии. — Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 5.
- Котляр В. Н.* Вопросы гипогенной зональности в изучении генезиса рудных месторождений. — Труды конф. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Котляр В. Н.* О концентрической зональности рудоносных вулканогенных комплексов, жерл и трубок взрыва. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Крейтер В. М.* Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1940.
- Кунаев И. В.* О зональности размещения редкометалло-золотого оруденения Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приморья. — Труды Конф. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Курбанаев М. С., Гусманов Г. А., Ис-*
- кив Б. М.* Зональность первичных ореолов элементов — спутников золоторудных месторождений Северного Казахстана. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1968, № 2.
- Лазаренко Е. А., Малыгина О. А.* Особенности рудоносности вулканогенных формаций Закарпатья. — В сб. «Современный вулканизм», т. I. Изд-во «Наука», 1966.
- Лапухов А. С.* Температурные условия образования и зональность оруденения на Салаирском рудном поле. — Сов. геология, 1968, № 7.
- Леонтьев А. Н.* О соподчиненных формах металлогенической и рудной зональности на Алтае. — Докл. АН СССР, 1965, 163, № 6.
- Ливичкий В. В.* Структура и зональность золотого оруденения в типичном рудном районе Сибири. — В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Лозовский В. И.* О методике поисков эпитермальных месторождений. — Разв. и охр. недр, 1966, № 10.
- Лугов С. Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. — Госгеолтехиздат, 1962.
- Любалин В. Д., Симонов Ю. И.* Некоторые особенности локализации оруденения балейского типа. — Изв. Заб. отд. геогр. об-ва СССР, 1965, 1, № 3.
- Ляхов Ю. В.* Генетические типы золотого оруденения в пределах Ундино-Данской депрессии. — В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2. Чита, 1967.
- Ляхов Ю. В.* О горизонтальной и вертикальной зональности в пределах Балейского рудного поля. — В сб. «Минералогия, термометрия и барометрия», т. I. Изд-во «Наука», 1968.
- Моисеенко В. Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. — Хабаровск. книжн. изд-во, 1965.
- Нарсеев В. А.* Об эндогенной зональности золоторудных месторождений Казахстана. — В сб. «Материалы по методике разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых». Алма-Ата, 1967.
- Нарсеев В. А.* Общая схема зональности золоторудных месторождений Калбы. — В сб. «Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана». Алма-Ата, 1968.
- Нолан Т.* Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. — В сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США». Перевод с англ. Изд. ОНТИ, М., 1937.
- Петров С. Г.* Гранитоидные формации Енисейского кряжа. — В сб. «Магматизм и метаморфические образования Сибири». Изд-во «Недра», 1966.
- Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного размещения различных эндогенных минеральных образований. — Записки Всес. мин. об-ва, 1956, ч. 85, № 3.

- Петровская Н. В.* О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примерах золоторудных районов).— В сб. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Петровская Н. В.* Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Петровская Н. В.* О взаимоотношениях ларамийского и киммерийского оруденения в Балейском золотоносном районе.— В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, Изд-во ЗаБНИИ, 1968.
- Петровская Н. В.* Интраминерализационное развитие деформации перекристаллизации и перетложения минерального вещества при формировании золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г.* Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Верхнее Забайкалье).— Труды ЦНИГРИ, 1961, ч. 1, 2, вып. 54.
- Петровская Н. В., Казаринов А. Н.* Геология главнейших золоторудных месторождений СССР, т. II, Центральный Алдан. М., 1951.
- Поликарпочкин В. В., Китаев Н. А., Сарпаулов В. Н.* Строение и вертикальная зональность первичных ореолов рассеяния Балейского золоторудного поля.— Геохимия, 1965, № 8.
- Радкевич Е. А., Ким Мин Себ, Маракушев А. А., Хетчиков Л. Н., Зимин С. С.* Металлогения Северо-Восточной Кореи и Южного Приморья.— В сб. «Магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Кореи и юга Приморья». Изд-во «Наука», 1966.
- Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г.* Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке.— В сб. «Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Звягин В. Г.* Поведение золота в первичных ореолах некоторых жильных золоторудных месторождений.— Томск, 1970.
- Самарцев И. Т.* Новые данные о строении Березовского золоторудного поля (Средний Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 68.
- Сахарова М. С.* Основные вопросы изоморфизма и генезиса блеклых руд.— Геол. рудн. месторожд., 1966, 8, № 1.
- Сахарова М. С., Некрасов И. Я.* Минералого-геохимическая характеристика и условия локализации новых типов золото-сульфидных руд Дарасунского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Сидоров А. А.* Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. Изд-во «Наука», 1966.
- Сидоров А. А., Найборodin В. И.* О типах золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Докл. АН СССР, 1968, 181.
- Смирнов В. И.* Проблемы металлогении Дальнего Востока.— Вестн. АН СССР, 1966, № 5.
- Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- Сухов В. И.* Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экстрезивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья.— Сов. геология, 1967, № 4.
- Тимофеевский Д. А.* Геология главнейших золоторудных месторождений, т. I. Восточный Саян. М., 1950.
- Тимофеевский Д. А.* О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 31.
- Тимофеевский Д. А.* О золотоносной медно-сурьмяно-теллуро-висмутовой стадии минерализации и некоторых вопросах эндогенной зональности Дарасунского рудного поля.— Материалы 2-й научн. конф. ЗаБНИИ. Чита, 1967, 1.
- Тимофеевский Д. А.* О связи оруденения дарасунского типа Восточного Забайкалья с вулканизмом и протяженными разрывными нарушениями глубокого заложения.— Труды ЦНИГРИ, вып. 68, 1967, 2.
- Тимофеевский Д. А.* О типах эндогенной зональности золоторудных месторождений.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1970, 239.
- Тимофеевский Д. А., Боришанская С. С., Щеглов П. И., Бернштейн П. С., Калинин Д. И.* Геология главнейших золоторудных месторождений СССР, т. V. М., 1952.
- Томсон И. П., Константинов Р. М.* О соотношениях между рудными формациями на примере некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 4.
- Унксов В. А., Иванова Т. Н.* К минералогии Балейского золоторудного месторождения.— Сов. геология, 1945, № 7.
- Фасталович А. И., Петровская Н. В.* Характер оруденения Лебединого золоторудного месторождения (Алдан).— Сов. геология, 1940, № 2.
- Фахри А.* Зональность первичных ореолов рассеяния золоторудного месторождения и миграционная способность элементов.— Вестн. МГУ, 1965, № 5.
- Ферсман А. Е.* Геохимия, т. 2. Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1955.
- Фогельман Н. А.* Некоторые особенности тектоники и магматизма этапа поздне-мезозойского сводового развития Забайкалья.— Тезисы докл. на 1-й научн. конф. им. В. А. Обручева. Чита, 1964.
- Хаззагаров А. М.* Некоторые особенности

- локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле (Восточный Саян). — Геол. рудн. месторожд., 1963, 5, № 3.
- Хаззагаров А. М. Влияние вмещающих пород на минерализацию оруденения на золоторудных месторождениях Восточного Саяна. — Изв. Томского политех. ин-та, 1968, 134.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хомич В. Г. О вероятной глубине распространения промышленной минерализации в жилах Балейского рудного поля. — В сб. «Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2. Чита, 1967.
- Чеглоков С. В. Значение скрытых разломов в структуре рудного поля. — В сб. «Скрытые рудоконтролирующие глубинные разломы» (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 84). Изд-во АН СССР, 1962.
- Шер С. Д. Околорудные изменения, сопутствующие золотокварцевым жилам в Ленском золотоносном районе. — В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Щербаков Ю. Г., Пережегоин Г. А. О геохимической связи золотого оруденения с интрузивами и вмещающими породами в Западной Сибири. — Геохимия, 1963, № 9.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во «Наука», 1967.
- Щербина В. В. О геохимическом значении количественного соотношения золота и серебра. — Геохимия, 1956, № 3.
- Яновский В. М., Михайлова Л. В. О продуктивных минеральных ассоциациях Кочкарского золото-мышьякового месторождения (Южный Урал). — Изв. Томск. политех. ин-та, 1970, 239.
- Boyle R. W. The geochemistry, origin and role of carbon dioxide, water, sulphur and boron in the Yellow-knife deposits. Canada. — Ec. Ceol., 1959, 54, № 8.
- Chauris L. L'influence des facteurs structuraux sur la répartition en Armorique. — «C. r. Acad. sci.», 1963, № 12.
- Emmons W. H. Relation of metalliferous lode systems to igneous intrusives. Primary Downward Chages in Ore Deposits. — Trans., 1929, 70.
- Fitzgerald A. C., Graham R. J., Gross W. H., Rucklidge J. C. The application and significance of gold-silver ratios at Val d'Or Quebec. — Econ. Geol., 1967, 62, № 4.
- Giuscă D., Manilici V., Stiopol V. Contributions à l'étude du gisement de Baia Sprie (region de Baia Mare). — Karpato-Balk. geol. assoc. vol. 2. Bucuresti, 1963.
- Helgeson H. C. Comulexing and Hydrothermal Ore Deposition. — N. Y., 1964 (Хелгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. Изд-во «Мир», 1967).
- Lindgren V. Mineral Deposits. N. Y., 1928.
- Lovering T. S. Rock alteration as a guide to ore cast Tintic District, Utah. 1949.
- Moravek P. A contribution to the study of zonal structure of gold-bearing veins. — В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Park Jr. Ch. F. Zoning in ore deposits (The pulsation theory and the role of structure in zoning). — В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Radtko A. S., Scheiner B. I. Studies of hydrothermal gold deposition. 1. Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition. — Econ. Geol., 1970, 65, № 2.
- Roberts R. J., Arnold D. C. Ore deposits of the Antler Peak Quadrangle Humboldt and Lander Counties, Nevada. — U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1965, 459-B.
- Sister Raul G. Informe geologico economico de Farallen Negro y zona adyacente. — Opera Lilloana, 1963, N 8.
- Thompson F. A., Mc Gonigle F. Zonal Distribution of Gold, Silver, Lead and Copper ores in Idaho. — Eug. a. Min. J., 1925.
- Williams K. L. Tin-tingsten mineralisation at Moina (Tasmania). — Proc. Austral. Inst. Min. and Met., 1958, 185.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Д. О. Онгоев УСЛОВИЯ И ГЛАВНЕЙШИЕ ФАКТОРЫ
ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ
В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Рассмотрим некоторые благоприятные условия проявления зональности гидротермальных месторождений с точки зрения глубины их формирования, генетической связи месторождений с интрузивами и т. д. Анализ литературных данных по глубинности образования месторождений показывает, что в абиссальных условиях (глубина более 5 км) на значительном вертикальном интервале господствуют относительно высокие температура и давление, где преобладает в основном пластическая деформация горных пород. В этих условиях не происходит заметного разделения (дифференциации) металлов на путях циркуляции рудоносных растворов и зональность не проявляется. Примерами могут служить известные свинцово-цинковые месторождения Брокен-Хилл (Австралия) и Сулливан (Британская Колумбия), золоторудные месторождения Колар (Индия) и Морро Вельо (Бразилия), которые до глубины 1000—3500 м не обнаруживают признаков изменения состава руд.

В гиабиссальных условиях, соответствующих глубинам порядка от 1—2 до 5 км, происходит более или менее постепенное падение давления и температуры на путях циркуляции растворов, которое может быть нарушено внутриминерализационной тектоникой или внедрением дополнительных интрузивных масс. Для рассматриваемых глубин весьма типична смена пластических деформаций хрупкими. В этих условиях на путях циркуляции рудоносных растворов происходит заметная дифференциация элементов с отчетливым проявлением различных типов зональности. Примеры зональности в гиабиссальных месторождениях весьма разнообразны и приведены в настоящей работе.

В близповерхностных условиях, соответствующих малым глубинам (до 1—2 км), имеет место прежде всего резкое падение давления, которое обуславливает удаление летучих компонентов: происходит быстрое падение температуры на сравнительно небольших интервалах. Характерно широкое развитие хрупких деформаций. Все это способствует совмещению минеральных ассоциаций без заметного пространственного разобщения (зональности) вследствие одновременного или почти одновременного отложения различных минералов в одних и тех же участках (сурьмяно-ртутных, антимонит-ферберитовых, золото-серебряных с Те и Се, свинцово-цинковых месторождениях типа Миссисипи и прочие), либо вследствие наложения поздних низкотемпературных ассоциаций на ранние более высокотемпературные (серебро-оловянные месторождения Боливии). Однако в некоторых близкоповерхностных (например, эпitherмальные золото-серебряные, флюоритовые и другие) месторождениях иногда отмечаются элементы зональности, но проявленные менее контрастно.

В целом для отчетливого проявления гипогенной зональности наиболее благоприятны сравнительно умеренные глубины (2—5 км), соответствующие гипабиссальным условиям формирования гидротермальных месторождений.

Существенное влияние на степень проявления зональности имеет отношение гидротермальных месторождений к магматизму. Изучение проблемы генетической связи рудных месторождений с магматизмом (Бетехтин, 1953; Коптев-Дворников и др., 1958; Фаворская, 1959, 1965; Радкевич, 1960; Шипулин, 1960, 1963; Шахов, 1960, 1962) позволяет в настоящее время выделить три группы месторождений.

К первой группе относятся те месторождения, которые залегают либо в самих интрузивах, в частности, в их апикальных частях, либо в непосредственной близости от интрузивов (грейзеновые, жильные и штокерковые месторождения W, Sn, Mo, Be, Ta и др., скарновые). При этом с той или иной достоверностью устанавливается генетическая связь с гранитоидами по геологическим (в частности, по взаимоотношению руд с дайками I этапа) и минералого-геохимическим данным.

Ко второй группе относятся разнообразные месторождения преимущественно сульфидных руд свинца, цинка и меди (полиметаллические, медноколчеданные и др.), а также золота и других металлов, для которых характерна пространственная связь с дайками II этапа («малыми интрузивами»). Для этой группы по совокупности геологических, металлогенических и геохимических данных можно лишь предполагать парагенетическую связь с интрузивами.

Наконец, в третью группу входят такие месторождения, в районе которых либо отсутствуют изверженные породы, либо последние не имеют отношения к оруденению. Это преимущественно низкотемпературные месторождения — сурьмяно-ртутные, реальгар-аурипигментные, антимонит-ферберитовые, некоторые свинцово-цинковые руды в карбонатных породах, флюоритовые и т. д. Вопрос о генетической связи этой группы месторождений с магматизмом является спорным.

Зональность в указанных группах проявлена различно. Наиболее отчетливо зональность проявлена в месторождениях первой группы, где удается наблюдать исключительно разнообразные типы горизонтальной и вертикальной зональности.

В месторождениях второй группы проявление зональности менее разнообразно, чем в первой группе. Здесь преимущественно развиты поперечная, продольная (фланговая) и наиболее часто вертикальная зональность в отдельных рудных телах, а также околорудная метасоматическая зональность. В месторождениях III группы зональность либо отсутствует, либо сравнительно редко отмечается неконтрастная зональность в локальных участках. Вместе с тем в месторождениях I группы, в зависимости от степени эрозионного среза и относительной удаленности их от рудоносных интрузивов, зональность проявляется по-разному.

Как видно из табл. 1, наиболее отчетливая гипогенная зональность наблюдается в тех месторождениях первой группы, которые образовались в эндо- и экзоконтактных зонах материнских рудоносных интрузивов, особенно в тех случаях, когда эрозией вскрыта только апикальная часть массивов. В месторождениях, возникших в некотором удалении от рудоносных массивов, особенно в надинтрузивной зоне, часто проявлена вертикальная зональность. Наконец, в месторождениях, залегающих во внутренних частях интрузивов, зональность практически отсутствует или проявлена крайне слабо, что можно видеть в значительно денудированных интрузивах.

При анализе причин возникновения зональности в гидротермальных месторождениях необходимо учитывать, с одной стороны, различные геологические факторы: магматические, структурно-тектонические, литологические и другие, а с другой — факторы, определяющие физико-химиче-

ские условия эндогенного рудообразования (состав, температура, давление, кислотность — щелочность растворов, их окислительно-восстановительные потенциалы и др.). В зависимости от роли и влияния этих факторов в отдельности или в их совокупности возникают различные генетические типы зональности рудных месторождений.

По условиям поступления постмагматических или иных рудоносных растворов можно выделить две категории явлений:

а) Одноактное (моноасцендентное) поступление рудоносных растворов определенного начального состава, испытывающих изменения состава

Таблица 1. Группировка гидротермальных месторождений, генетически связанных с кислыми интрузивами по степени проявления гипогенной зональности

Группа	Степень эрозионного среза	Относительная удаленность месторождений от интрузива	Степень проявления зональности	Примеры месторождений
I-а	Вскрыта средняя и реже глубинная часть интрузива	Месторождения внутри интрузива	Отсутствует или проявлена слабо	Пегматитовые, реже кварц-вольфрамитовые, кварц-касситеритовые
I-б	Вскрыта апикальная часть интрузива	Месторождения в эндо- и экзоконтактных зонах интрузива	Наиболее четко выраженная зональность как по горизонтали, так и по вертикали	Грейзеновые, оловянные, вольфрамовые, бериллиевые, молибденовые и другие месторождения
I-в	Интрузив не вскрыт эрозией; наличие его на глубине подтверждается ороговикованием вмещающих пород и буровыми скважинами	Месторождения во вмещающих породах, в надинтрузивной зоне	Зональность по горизонтали проявлена слабо. Более характерна зональность по вертикали	Некоторые оловянно-вольфрамовые, молибден-вольфрамовые, сульфидно-касситеритовые месторождения

и фазового состояния на путях циркуляции в область рудоотложения (эволюция в пространстве) на фоне локальных подвижек.

б) Многоактное (пульсационное, полиасцендентное) поступление послемагматических или иных растворов разного состава (эволюция во времени в очаге) в связи с крупными тектоническими движениями и нередко возобновлением магматической деятельности (внутрирудные дайки).

Многократное, пульсационное поступление послемагматических растворов разного состава связано либо с тем, что в различные моменты своего становления рудоносный интрузив отщепляет погонь различного состава (С. С. Смирнов, 1937; Бетехтин, 1953; Николаев, 1953; Шахов, 1961; Говоров, 1963, 1964), либо с внедрением дополнительной порции магмы. В первом случае области или участки концентрации летучих и рудных элементов («внутриинтрузивные рудоносные очаги») в интрузивном теле, очевидно, могут опускаться вниз или смещаться в сторону от верхних апикальных частей по мере кристаллизации рудоносного интрузива (Радкевич, 1958; В. И. Смирнов, 1965; Онтоев, 1963, 1968).

При этом на путях циркуляции отдельных потоков послемагматических растворов не исключается частичное их смешение с вадозовыми водами (Шигулин, 1960; Чухров, 1964; В. И. Смирнов, 1960; и др.), хотя роль и масштаб этого явления в эндогенном рудообразовании в достаточной мере еще не выяснены.

Рассмотрение факторов возникновения зональности начнем со случая одноактного одностадийного поступления растворов.

ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИ ОДНОАКТНОМ ПОСТУПЛЕНИИ РАСТВОРОВ

На путях циркуляции одного потока рудоносных растворов определенного начального состава происходит эволюция состава и физического состояния растворов, обуславливающая во многих случаях закономерное зональное размещение минеральных ассоциаций. Подобная эволюция состава растворов связана с изменениями геологических и физико-химических условий минералообразования. Поэтому факторы, приводящие к образованию зональности при одноактном потоке растворов можно разделить на две большие группы: а) геологические и б) физико-химические.

К геологическим факторам зональности можно отнести: 1) влияние литологического состава вмещающих пород; 2) изменения характера тектонических деформаций в пределах месторождений; 3) физико-механические свойства вмещающих пород; 4) смешение вадозовых вод с ювенильными; 5) пострудный метаморфизм.

Из числа физико-химических факторов представляется необходимым и возможным назвать: 1) температуру, имея в виду температурный градиент рудоносного участка относительно интрузивов и температуру потока растворов при вступлении в сферу рудоотложения и ее изменения в ходе рудообразования на данном месторождении; 2) кислотность — щелочность растворов; 3) окислительно-восстановительный потенциал; 4) устойчивость комплексных соединений; 5) изменения активностей (эффективной концентрации) катионов и анионов, особенно летучих компонентов (F^- , Cl^- , Co_3^{2-} , HS^- , H_2S , SO_4^{2-} , O^{2-} и др.); 6) перепад давлений на путях циркуляции растворов.

Перечисленные геологические и физико-химические факторы в природных процессах связаны тесной взаимозависимостью. Так, активность ионов в растворах в значительной мере зависит от реакций взаимодействия раствора с вмещающими породами разного литологического состава; кислотность и щелочность растворов определяется температурой, Eh среды, составом вмещающих пород и смешением с вадозовыми водами; устойчивость комплексных соединений может зависеть от температуры, давления и концентрации в растворах реагирующих компонентов и т. д. Вместе с тем, представляется необходимым рассмотреть как ким образом, при прочих равных условиях, отдельные геологические и физико-химические факторы влияют на возникновение зональности при одноактном потоке растворов.

Геологические факторы

Влияние литологического состава вмещающих пород. Важная роль этого фактора на гидротермальное рудообразование достаточно общеизвестна. Это относится прежде всего к околотрепчинной метасоматической зональности, когда в породах разного литологического состава при действии одного и того же потока растворов возникают различные фации окolorудных метасоматитов. Так, например, кварцевые и кварц-мусковитовые грейзены в гранитоидах и кислых алюмосиликатных породах сменяются в породах более основного состава пирит-флюорит-слюдистыми метасоматитами (Онтоев, 1966, 1967), в ультраосновных породах — флагопит-маргаритовыми (Рундквист, Павлова, 1966), или наконец, в карбонатных породах своеобразными эфесит-флюорит-слюдистыми образованиями (Говоров, 1958). Довольно многочисленны примеры, когда состав вмещающих пород оказывает существенное влияние на характер оруденения в рудных жилах (Пэк, Лукин, 1947; Бетехтин, 1953; Хренов, 1954; и др.). При переходе штокверковых прожилков из гранитов в породы более основного состава (диориты, сланцы и др.) существенно

меняется минеральный их состав, увеличивается количество калиевого полевого шпата, флюорита и пирита; одновременно с этим в 2—5 раз возрастает содержание WO_3 , Mo , CaF_2 и др. компонентов (Оптоев, 1966, 1967). В некоторых вольфрамовых месторождениях (например, Илю в КНР, Быбочкин, 1965) кварц-вольфрамитовые жилы в гранитах и сланцах сменяются скарново-шеелитовым рудным телом на контакте гранита и сланцев, далее — кварц-шеелитовыми жилами в эффузивах основного состава. Широко известно влияние пироксеновых скарнов на локализацию медного (Коржинский Д. С., 1948), шеелитового (Абдуллаев, 1964; Зив, Тимофеев, 1936, и др.) и полиметаллического оруденения, тогда как в гранатовых отмечается лишь слабое оруденение. Механизм влияния вмещающих пород, например, более основного состава, чем граниты, на зональность проявляется двояко: первое — это резкое увеличение валовых активностей оснований в растворах при их просачивании из гранитов в породы, богатые основаниями (Коржинский, 1965), что обуславливает падение кислотности растворов, нарушение физико-химических равновесий и массовое отложение твердых фаз (минералов); второе — параллельно с этим, в процессе реакции с такими породами, происходит связывание летучих кислотных компонентов (F^- , HS^- , S_2^{2-} и др.) в нерастворимые соединения (CaF_2 , FeS_2 и др.), что также ведет к падению кислотности и отложению минеральных фаз.

Сходное явление происходит при просачивании кислых рудоносных растворов из алюмосиликатных пород в карбонатные породы и известко-кислые скарны. В последнем случае происходит разложение скарнов, возрастание активностей катионов (Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mg^{2+}), а также щелочности растворов с отложением ряда рудных минералов в, частности, шеелита и сульфидов (пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит) в условиях слабощелочной и щелочной среды. Понятно, что влияние рассматриваемого фактора на возникновение зональности проявляется наиболее отчетливо при наличии в рудоносном участке разнородных по литологическому составу вмещающих пород.

Достаточно яркие примеры влияния литологического состава вмещающих пород на проявление зональности околорудных метасоматитов и сопровождающих их оруденение приведены в настоящей работе в статьях В. И. Рехарского — о молибденовых, Н. В. Петровской, Н. И. Бородаевского и Д. А. Тимофеевского — о золоторудных, В. Ф. Чернышева и Ю. П. Сафонова — о скарново-гидротермальных, В. П. Логинова — о колчеданных месторождениях.

Изменения характера тектонических деформаций в пределах месторождения. Существенное значение этого фактора для возникновения зональности подчеркивалось многими авторами, особенно в условиях многократного поступления рудоносных растворов. Рассмотрим некоторые аспекты этого вопроса применительно к случаю, когда тектонические деформации проявляются в период действия одного потока рудоносных растворов. Наиболее общей закономерностью изменения характера и типа деформации с глубиной в локальном масштабе является постепенная смена сверху вниз хрупких деформаций пластическими, которая выражается в уменьшении с глубиной мощности зон брекчии и брекчированных пород, тектонических глинок, милолитов, в резком сокращении оперяющих разломы трещин отрыва и скалывания, зон повышенной трещиноватости и т. д. На глубоких горизонтах, в нижнем структурном этаже, в древних метаморфических толщах, разломы представлены, как правило, зонами интенсивного расщепления, свидетельствующие о возрастании с глубиной пластических деформаций пород. В этом плане применительно к рудным полям, рудным месторождениям и отдельным рудным телам наиболее важны следующие моменты. Резкое уменьшение с глубиной трещин отрыва, особенно в надинтрузивной зоне, в вертикальном интервале 300—500 м, сопровож-

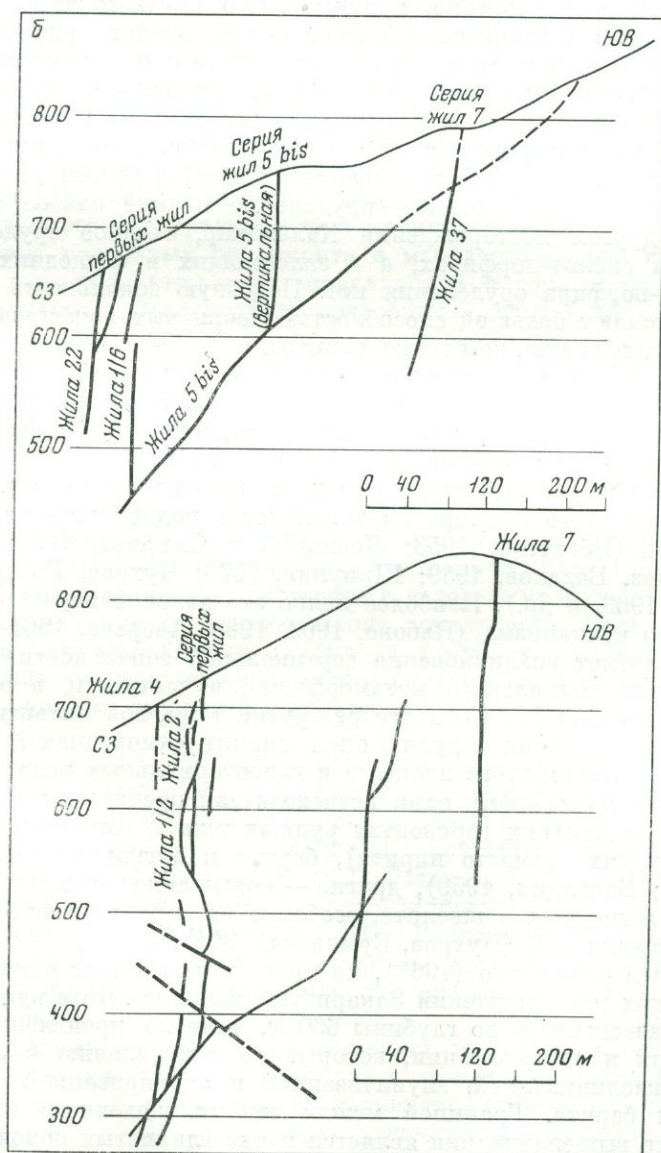
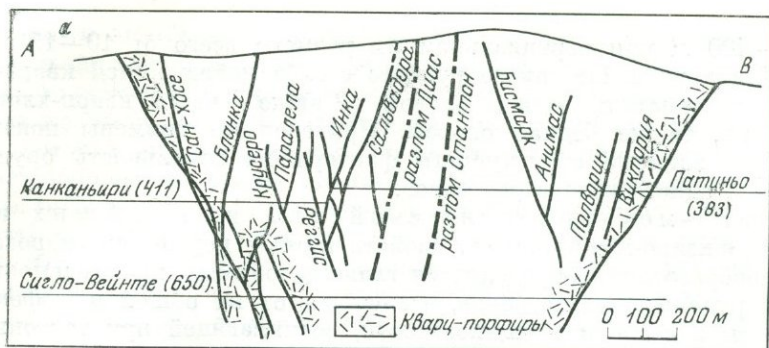
дающиеся общим упрощением структуры рудного поля и отдельного месторождения. По данным В. А. Невского, на Курганском месторождении с глубиной количество трещин отрыва сокращается в два раза (на интервале 350—400 м), при этом сложные трубообразные тела на верхних горизонтах приобретают форму линз и жилообразных залежей. Некоторые штокверковые месторождения, изометричные в плане, с глубиной имеют тенденцию перехода в жильный тип оруденения или линейные штокверковые зоны (Верхние Кайракты, Каджаран и др.), при этом с глубиной заметно меняется минеральный состав, в частности, увеличивается количество молибдена.

В ряде оловорудных месторождений касситерито-сульфидной формации («им. Лазо», «Чапаев», Эге-хая на Северо-Востоке СССР, Чайковский, 1962; Льяльгуа, Потоси и другие в Боливии, Тернор, 1960) количество рудных жил с глубиной резко сокращается, система сложноветвящихся рудных жил и зон на нижних горизонтах переходят в более простые жилы или единичные рудные зоны (фиг. 1).

При этом нередко с глубиной возрастает количество сульфидов, в частности, пирротина, сфалерита и др. (в месторождениях «им. Лазо», «Чапаев» и др.). Сходное явление, а именно упрощение с глубиной жильной структуры, отмечается Иванкиным (1959, 1964) для некоторых полиметаллических месторождений Алтая; оно сопровождается отчетливой зональной сменой сверху вниз галенит-сфалеритовых руд существенно сфалеритовыми и халькопирит-сфалеритовыми, а последних на нижних горизонтах халькопирит-пирротиновыми и пирротиновыми рудами. Рудные жилы месторождения Иультин, приуроченные к протяженным и довольно мощным зонам разрывных нарушений, на глубинах 250—300 м, по мере приближения к скрытому интрузиву гранитов постепенно выклиниваются и имеют тенденцию переходить в линейную зону штокверкового типа (Зильберминц, 1965).

Наиболее яркий пример влияния на зональность типа и интенсивности деформации в течение одного потока растворов отмечается в строении кварц-вольфрамитовых жил некоторых месторождений (Джида и Букука, Забайкалье), приуроченных к сколовым нарушениям глубокого заложения. На верхних горизонтах этих жил обычно наблюдается несколько генераций (до пяти) жильного кварца, сопровождаемых рудными минералами, с образованием ленточных и грубополосчатых текстур жильного выполнения. С глубиной, в интервале 300—500 м, поздние генерации жильного кварца почти полностью исчезают, зато резко возрастает роль ранних (I и II) генераций кварца (Онтоев, 1966, 1968).

Подобная зональность может быть обусловлена заметным ослаблением тектонических подвижек с глубиной в течение формирования этих жил, т. е. в течение действия одного потока растворов. Широко известное последовательное во времени центробежное разрастание крупных рудовмещающих трещин, часто обуславливающее пульсационную зональность (в том числе вертикальную концентрическую), может проявиться и в условиях одного потока растворов в процессе повторных тектонических импульсов. В этом случае закономерное зональное расположение более поздних минеральных парагенезисов этого потока относительно ранних (на флангах трещины или в центральной ее части) внешне ничем не будет отличаться от сходной зональности при пульсационном поступлении растворов. Наконец, изменения в пространстве элементов залегания рудовмещающих трещин, в частности изгибы и искривления их поверхностей по простиранию и по падению, нередко обуславливают возникновение вертикальных, наклонных и горизонтальных рудных столбов с отчетливой сменой минеральных ассоциаций при переходе от них в слабооруденелые участки. Так, например, в рудных жилах оловорудного месторождения Индустриальный (Северо-Восток СССР), изученного автором, наблюдаются горизонтальные рудные столбы, протяженностью



Фиг. 1. Упрощение с глубиной структуры] сложной жильной системы в некоторых оловорудных месторождениях

а — Льяльягуа, Боливия (Tugneage, 1960);

б — им. Лаво, Северо-Восток СССР (Чайковский, 1960)

до 300—400 м при вертикальном их размере всего от 10—15 до 20—30 м. При этом выше такого рудного столба наблюдаются кварц-турмалиновая ассоциация, бедная оловом, а ниже — часто кварц-хлоритовая ассоциация, также бедная оловом. Приведенные примеры показывают отчетливое влияние структурного фактора на зональность оруденения в условиях одного потока растворов.

Физико-механические свойства вмещающих пород. Значение физико-механических свойств горных пород при гидротермальном рудообразовании определяется главным образом проницаемостью пород для рудоносных растворов, зависящая от их общей и эффективной пористости и степени трещиноватости, возникающей при тектонических деформациях. Исследованиями ряда авторов (Розанов, 1961; Розанов и Титов, 1965 и др.) показано, например, что высокая эффективная пористость скарнов в значительной мере обуславливает приуроченность к ним позднего наложенного на скарны медного и свинцово-цинкового оруденения. Имеются отдельные указания на возможность влияния этого фактора на образование зональности. Так, по данным Королева и Бадалова (1959), на месторождении Джаныбек прожилково-вкрапленное медное оруденение локализовано в кварцевых порфирах вокруг штока гранодиоритов а в самом штоке — оруденение крайне слабое или отсутствует. На другом месторождении Кальмакар, сходное оруденение наблюдается в сиенит-порфирах, а в залегающих в последних апофизах гранодиорит-порфира оруденения нет. Подобную зональность указанные авторы объясняют большей способностью кварцевых порфиров и сиенит-порфиров к дроблению, чем гранодиоритов.

Более полные и достаточно обоснованные данные о влиянии физико-механических свойств вмещающих пород на зональное размещение руд еще отсутствуют. Однако это не исключает, что данный фактор может играть заметную роль в возникновении зональности.

Смешение вадозовых вод с ювенильными. Возможность влияния этого фактора на зональность подчеркивается рядом исследователей (Бетехтин, 1953; Левицкий и Смирнов, 1959; Бачалдин, 1959; Королев, Бадалов, 1959; Шипулин, 1960; Чухров, Ермилова, 1964; Лазаренко, 1963, и др.). Наиболее полно это явление изучено в районах современного вулканизма (Набоко, 1962, 1966; Аверьев, 1961 и др.), где оно обуславливает возникновение вертикальной зональности в размещении продуктов термального метаморфизма, в частности, в образовании на верхних горизонтах, в области разгрузки терм, зон интенсивного кислотного выщелачивания (алунит, опал, диксит, самородная сера и т. д.). В качестве критерия этого процесса в гидротермальных условиях наряду с указанными минералами одни исследователи предлагают такие факты, как обилие на верхних горизонтах рудных жил и зон околорудного изменения гематита (вместо пирита), барита и ангидрита (Королев, Бадалов, 1959; Бачалдин, 1959), другие — повышенное содержание шестивалентного молибдена в шеелите, особенно на верхних горизонтах некоторых месторождений (Чухров, Ермилова, 1964).

По данным Лазаренко (1963), на нижних горизонтах одного из полиметаллических месторождений Закарпатья, залегающего в вулканогенных толщах и разведанного до глубины 600 м, широко проявлены процессы альбитизации и адуляризации, которые по направлению к поверхности сменяются каолинизацией, алунитизацией и адуляризацией с обильным выделением барита. Границей между зонами щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания является пачка глинистых пород, разделяющих два горизонта липаритовых туфов. Эта пачка являлась водоупорным горизонтом для грунтовых вод. Согласно указанному автору, щелочные или слабощелочные ювенильные растворы, содержащие сероводород, проникая пачку глинистых сланцев, смешивались с грунтовыми водами, богатыми кислородами, и приобрели сернокислый характер.

Лариным (1967) на одном из редкометальных месторождений описана вертикальная зональность околорудных изменений вмещающих пород; на нижних горизонтах (в корневых частях гранитных апофиз) проявлена зона кислотного выщелачивания (грейзенизация) с редкометальным оруденением, которая выше сменяется зоной альбитизации и калишпатизации в субвулканической фации гранитов. Выше, в приповерхностных и по верхностных горизонтах, по породам жерловой фации гранитов, широко развиты околорудные метасоматиты типа вторичных кварцитов (монокварцевые, диаспор-андалузит-кварцевые, серицит-кварцевые, гематит-кварцевые). Последние, по Ларину, возникли, видимо, вследствие смешения ювенильных вод с вадозовыми. По постепенной смене описываемых метасоматитов наблюдаемая вертикальная зональность связана с деятельностью одного потока растворов. В описываемом случае имеет место проявление двух волн кислотности в течение одного потока растворов. Однако, наиболее убедительный пример влияния рассматриваемого фактора приведен В. П. Логиновым (см. наст. моногр.) по данным японских исследователей (Takeuchi и др., 1966). В некоторых пирит-марказитовых месторождениях Японии, возникших в приповерхностных условиях, наблюдается следующая вертикальная зональность метасоматитов (снизу вверх): зона сапонита → зона монтмориллонита и каолинита → зона каолиновых минералов → зона алунита и опала → зона самородной серы → зона массивных руд пирита и марказита → зона кристобалита и опала → зона каолинита и монтмориллонита → зона монтмориллонита → зона сапонита. Относительно центральной зоны колонки — собственно сульфидных руд — описанная зональность почти симметрична. Зона сульфидных марказит-пиритовых руд приурочена к водоносному горизонту, расположенному на глубине. Горячие ювенильные растворы при смешении с насыщенными кислородом подземными водами отложили сульфидные руды, подверглись окислению и превратились в сернокислые растворы, вызвавшие кислотное выщелачивание при их просачивании как вверх, так и вниз от этого горизонта.

Приведенные данные показывают, что в специфических условиях (особенно в близповерхностных и субвулканических), имеет место явление смешения ювенильных растворов с вадозовыми водами, оказывающее отчетливое влияние на возникновение зональности. Роль этого явления в условиях гипабиссальных глубин, в пределах которых формируется большинство гидротермальных месторождений, в достаточной мере еще не выявлена, так же как и влияние его на зональность в этих месторождениях.

Пострудный метаморфизм. Метаморфизм эндогенных руд проявляется довольно широко. Достаточно подробно освещены геологические и минералого-геохимические аспекты этого явления, текстурно-структурные особенности подобных руд и критерии метаморфизма на примере колчеданных (Заварицкий, 1950; Шадлун, 1948, 1954, 1958; Логинов, 1950, 1960 и др.), некоторых свинцово-цинковых (Шадлун, 1959) и сульфидно-касситеритовых (Радкевич, 1950; Радкевич и Томсон, 1957) месторождений. При этом показано, а экспериментальные работы (Шадлун и Розанов, 1949) подтвердили, что при достаточно высоком одностороннем давлении пластическая деформация в минералах и рудах приводит к пластическому течению с перемещением вещества, в частности, наиболее мягких минералов (халькопирит) в «тенях» давления более твердых (пирита), т. е. в направлении, перпендикулярном действующей силе. Именно подобная перегруппировка вещества может привести к возникновению локальной зональности рудных тел. Так, А. Н. Заварицкий (1950) предполагал частичное обогащение медью и цинком фланговых частей существенно пиритовых залежей за счет перемещения более пластичных халькопирита и сфалерита при метаморфизме руд. Однако Логиновым (1950) было показано, что в богатых медью колчеданных

рудах из фланговых частей сохранились первичные текстуры и структуры колломорфного типа, свидетельствующие о сохранении первичной зональности в этих рудах. Следовательно, как полагает В. П. Логинов (см. наст. моногр.), дифференциальное переотложение сульфидов в результате пострудного динамометаморфизма возможно на очень небольшом расстоянии.

Метаморфизм сульфидных руд возможен также под влиянием термического воздействия магматических тел. Логиновым (1960) наблюдалась обогащенная халькопиритом зона (до 0,3 м) на контакте пирит-борнитовых руд с дайкой авгитового порфирита. По данным японских геологов, приводимым Логиновым (1968), в колчеданных телах месторождений Янахара на контактах их с послерудными дайками кварцевых диоритов и кварцевых порфиров наблюдается зональная смена магнетитовых руд пирротиновыми, а последних — довольно мощными пиритовыми рудами. По мнению японских геологов, зона пирротиновых руд возникла в результате метаморфического удаления избыточной серы из пиритовой руды, а зона магнетитовых руд образовалась вследствие более интенсивного метаморфизма пирротиновых руд. При этом метаморфизм был не чисто термическим, но совершался при участии растворов с образованием в магнетитовых рудах таких минералов, как гранат, биотит и амфибол. В целом масштабы влияния пострудного метаморфизма на возникновение зональности изучено еще недостаточно и потому возможности оценки роли этого фактора еще слабые.

По данным Петровской, Бородаевского и Тимофеевского (см. наст. моногр.), золоторудные жилы в некоторых месторождениях (Приамурье) на контакте пострудных интрузий и даек на протяжении 10—20 м несут отчетливые следы перекристаллизации кварца, пирита и арсенопирита, при этом отчетливо возрастает пробыность золота и исчезают некоторые примеси в минералах (Sb и др.)

Физико-химические факторы

Прежде чем перейти к характеристике физико-химических факторов возникновения зональности при одном потоке растворов следует отметить, что в качестве причин зональности некоторые исследователи выдвигали отдельные физические свойства элементов и минералов, такие, как: легучесть (Brown, 1950), атомный (Newhaus, 1928) и удельный (Brown, 1948) веса, электродный потенциал (Butler a. Burbank, 1929), ионный потенциал (Szadecski, Kordoss, 1954) и ионная плотность (Щербаков, 1963) элементов, теплота образования (White, 1945), теплоемкость (Sullivan, 1957), окислов и сульфидов, точки и энтропии плавления минералов (Iamasaki, 1963) и др.

Критическое рассмотрение некоторых из этих точек зрения выполнено Парком (Park, 1956; Park, Mac-Diarmid, 1964), который показал несостоятельность объяснения зональности физическими свойствами элементов и минералов.

Ниже дается краткий анализ физико-химических факторов возникновения зональности.

Температура. Заметное влияние этого фактора на процессы рудообразования связано, с одной стороны, с температурой рудоносных растворов при их вступлении в сферу рудоотложения, а с другой — с температурным градиентом рудоносного участка, особенно внутри и вблизи активных рудоносных интрузивов, с которыми генетически связаны месторождения. Роль и влияние температурного фактора на возникновение зональности могут быть выявлены: а) путем изучения распределения температуры внутри и вокруг активных интрузивных массивов в момент рудообразования; б) путем анализа минеральных парагенезисов; в) при-

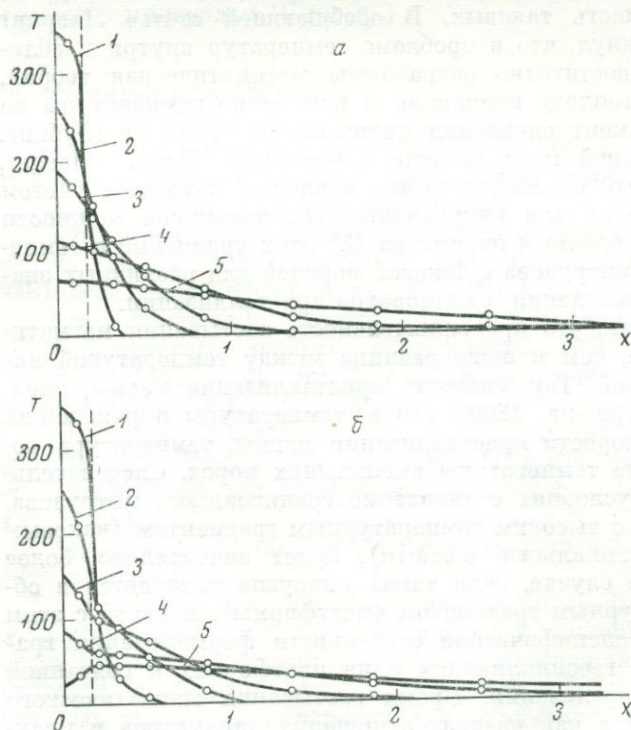
менением методов геологической термометрии, в частности, гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений в минералах; г) изучением изоморфных примесей-элементов в минералах; д) использованием экспериментальных данных по синтезу минералов.

Для определения относительной температуры образования интрузивных массивов обычно используется ряд косвенных способов: парагенезис минералов в контактовых роговиках; экспериментальные данные; геологическая термометрия (точки инверсии минералов; плевошпатовая термометрия; метаморфизм углей и т. д.); термолюминесценция и др. Вместе с тем для оценки температурного поля, создаваемого внутри и вокруг остывающего интрузивного тела, указанные методы оказываются не достаточными. Для этой цели применяются математические методы расчета теплового потока, согласно уравнению теплопроводности Фурье, в твердых телах. Первые попытки в этом направлении были сделаны Риманом (Rieman, 1888), Лейном (Lane, 1899), Квенье (Queneau, 1903). Позднее Ингерсоллом и Зобелом (Ingersoll, Zobell, 1913) вычислены кривые остывания для сферического тела и лавового потока, а Шнейдерхоном (Schneiderchöhn, 1934) и Лаврингом (Lovering, 1943) вычислены кривые остывания для интрузивных тел различных размеров и форм. Ларсеном (Larsen, 1945) оценено время кристаллизации южнокалифорнийского батолита примерно в 1 млн. лет. В СССР первые расчеты в этом направлении сделаны Казанли (1948, 1949, 1950, 1952), который в координатах температура — расстояние построил кривые изменения температуры во времени (5000, 10 000, 20 000 и 50 000 лет) дайкообразного тела мощностью 1000 м и пластообразного тела мощностью 10 000 м. Шипулин (1960) показал, что при анализе контактовых процессов необходимо учитывать не только теплопроводимость пород, но термо- и влагопроводимость таковых. В обобщающей статье Лавринг (Lovering, 1955) подчеркнул, что в проблеме температур внутри и вблизи интрузивных тел недостаточно разработана математическая теория, учитывающая скрытую теплоту плавления и изменение температуры во вмещающей толще в момент внедрения интрузии, особенно на глубине. Этот пробел в значительной мере восполнен работами Егера (Jaeger, 1957, 1959, 1961), который вывел уравнения тепловых потоков с учетом скрытой теплоты плавления для интрузивных тел различной мощности и формы. Им составлены таблицы параметра (λ) этих уравнений и температуры (T) на контакте интрузива с боковой породой для различных значений скрытой теплоты плавления и интервалов кристаллизации.

Работы Егера показали, что продолжительность застывания магматического тела тем больше, чем меньше разница между температурой интрузива и боковой породой. Так, скорость кристаллизации магмы, внедрившейся при температуре на 1200° выше температуры окружающих пород, в 50 раз выше скорости кристаллизации магмы, температура которой лишь на 400° выше температуры вмещающих пород. Следовательно, при прочих равных условиях становление гранитоидного интрузива, внедрившегося в область с высоким температурным градиентом (каковым часто являются геосинклинальные области), будет значительно более продолжительным, чем в случае, если такой интрузив внедряется в область с низким температурным градиентом (платформы). В связи с этим находятся и некоторые специфические особенности формирования гранитоидных интрузивов в геосинклиналиях и на платформах и связанной с ними эндогенной минерализации. Время застывания магматического тела, по Егеру, изменяется как квадрат отношения параметров и практически определяется сравнительно простым соотношением $t = \lambda D^2$, где D — мощность тела. Вычисленные Егером кривые распределения температур в координатах температура-время подтверждают выводы предыдущих исследователей (Ingersoll, Zobell, 1913; Larsen, 1945; Lovering, 1935, 1955; Казанли, 1947, 1949, 1951) о том, что в любой момент

после начала кристаллизации магмы внутри интрузивного тела и во вмещающих породах существует температурный градиент, который при некотором допущении, может быть вычислен математически.

В последние годы рядом советских исследователей (Годлевский и др.: 1962, Дударов, Шарапов, 1965; Рундквист, 1965; Лазаренков, 1967; Марин, 1967) проведена, с учетом результатов работ Егера, оценка температурного поля внутри и вокруг интрузивных тел. Определенный интерес в этом отношении представляют данные Марина (1967) о распределении температур внутри гранитоидных интрузивов малых глубин — гранодиорита, нормального биотитового гранита и аляскита, а также во вмещающих эти интрузивы породах с различными теплофизическими (теплопроводимость) свойствами (кварциты, песчаники и основные эффузивы, сланцы). Им вычислено, что в условиях 1000 бар (соответствующей глубине 2,5—3 км) при принятой температуре плавления (гранодиориты — 900°; биотитовые граниты — 800° и аляскиты — 700°) время окончательного застывания плитообразного тела мощностью 5 км составит для гранодиорита — 1 400 000 лет, для нормального биотитового гранита — 900 000 лет и для аляскита — 600 000 лет. Эти данные согласуются с вычислениями Егера для подобных тел. Далее Мариным показано, что дополнительные интрузии (дайки, штоки) происходят примерно через 0,2—0,4 млн. лет после внедрения массива. Следовательно, время окончательного становления гранитоидных интрузивов в гипабиссальных условиях измеряется не десятками миллионов лет, как это раньше предполагали, а лишь первыми миллионами или долями миллионов лет. Отсюда вытекает вывод, что методами абсолютной геохронологии (при чувствительности определений в 5—10 млн. лет) не представляется возможным в настоящее время различать время внедрения



Фиг. 2. Изохроны остывания термального раствора в трещинном канале

По расчетным данным (Кочергин, 1966):

a — в гранодиорите;
б — в сланцах (интервалы времени):

- 1 — 1,69 час;
- 2 — 16,9 час;
- 3 — 50 час;
- 4 — 100 час;
- 5 — 500 час;

в — по опытным данным (Пампура, Кочергин, 1965)

I — около центральной части канала;

II — на фланге;

- 1 — через 1 час;
- 2 — через 37 час;
- 3 — через 120 час)

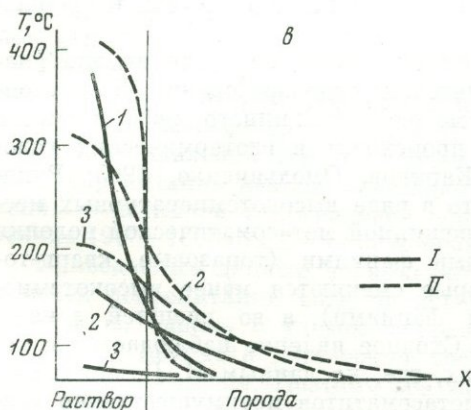
главных и дополнительных интрузий, а также отдельные этапы и стадии минерализации, связанные с ними. Наконец, во вмещающих интрузив породах, по данным Марина, существует отчетливый температурный градиент; причем характер распределения кривых температур заметно

различается в породах с различной теплопроводностью. Так, например, при внедрении интрузива в породы с низкой теплопроводностью (сланцы, углистые сланцы) температура на контакте интрузива на $100\text{--}150^\circ$ выше, чем в случае внедрения в породы с высокой теплопроводностью (кварциты, кварцевые песчаники). В первом случае остывание интрузива происходит значительно медленнее, а на контакте со сланцами более интенсивно проявляется ороговикование, чем на контакте с кварцитами или песчаниками.

Влияние температуры, в частности температурного градиента, отчетливо сказывается и на характере проявления тектонических деформаций. Так, по данным экспериментальных исследований деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах (Григс, Тернер и др., Хандин, Хагер, Розанов), приводимым В. А. Невским, в условиях всестороннего сжатия повышение температуры приводит к резкому снижению прочностных свойств пород, особенно на скалывание, что связано с повышением их пластичности. По справедливому замечанию А. В. Невского, при достаточно высоких температурах и определенном значении всестороннего давления возможна почти неограниченная пластическая деформация горных пород без разрыва сплошности. В значительной мере именно этим обусловлена наблюдаемая смена с глубиной хрупких деформаций пластическими в ряде рудных месторождений, а также затухание или выклинивание некоторых рудомещающих тектонических нарушений с глубиной в массивах рудоносных гранитоидов.

Касаясь оценки температур восходящих рудоносных растворов каждого отдельного потока, необходимо остановиться на следующих моментах.

Методы математического расчета для анализа температурного поля вблизи трещинного канала, по которым циркулирует горячий рудоносный раствор, впервые применялись Лаффитом (Laffite, 1958, 1963) и частично Лаврингом (1961). Первым выведено уравнение, определяющее изменение температуры боковых пород около жилы как сложную функцию времени, коэффициента диффузии породы и первоначальной разницы температуры раствора и боковых пород. При этом показано, что вблизи рудоносного канала существует температурный градиент, уменьшающийся по мере удаления от стенок канала. Вместе с тем Лаффит (1958) пришел к выводу о



том, что охлаждение гидротермального раствора на его пути от очага к поверхности сравнительно небольшое и что падение температуры не является главной причиной образования жил.

Более подробно количественную теорию температурного поля около рудоносного трещинного канала недавно рассмотрел В. Н. Кочергин (1966), которым получены аналитические уравнения, определяющие распределение температур в пространстве и во времени в случаях: а) мгновенного заполнения раствором трещин и б) непрерывного поступления растворов в данный канал. При этом принято, что основную роль в теплопередаче играет теплопроводность пород, а тепло- и массоперенос при диффузии имеют второстепенное значение. Последнее допущение представляется не вполне обоснованным, ибо в процессах околорудного метасоматоза исключительно большое значение имеет именно массоперенос, а, возможно, также конвективный перенос тепла.

Результаты выполненных Кочергиным расчетов показывают, что в

случае изолированной системы «раствор — порода» (без подновления раствора из очага) график распределения температуры около канала почти не зависит от теплофизических свойств вмещающих пород (фиг. 2), но конфигурация температурного поля определяется формой канала. Вместе с тем мощность прогрева вмещающих пород и продолжительность остывания раствора в канале в значительной мере зависят от теплопроводности этих пород. Так, мощность прогрева около канала в гранодиоритах, по данным расчета того же автора при принятых им параметрах достигает 4,5 м, и раствор остывает до $T = 30^\circ$ в течение 300 час; при тех же условиях в глинистых сланцах (коэффициент теплопроводности которого меньше гранодиорита) ширина прогрева достигает только 3 м, а время остывания раствора увеличивается до 500 часов (фиг. 2, а, б). Иными словами, чем меньше коэффициент теплопроводности пород, тем выше температура их прогрева, вместе с тем эта зона прогрева распространяется на меньшее расстояние от канала. Таким образом, по расчетам В. Н. Кочергина, около трещин-каналов выполненных раствором, существует определенный температурный градиент, величина которой постепенно падает по мере удаления от границы канала в сторону вмещающих пород. Опыты моделирования температурного поля около канала, заполненного раствором с исходной температурой 300° и температурой вмещающих пород 50° , продолжительностью до 52 дней (Пампура, Кочергин, 1965) подтвердили приведенные расчетные данные, что хорошо иллюстрируется графиком распределения температур в опытах (фиг. 2в). Вероятно эффект существования температурного градиента около рудовмещающих каналов может быть более значительным, если в соответствующих расчетах и экспериментах учесть, что перенос тепла совершается не только посредством теплопроводности пород, но также и конвекционным потоком при массообмене в процессе диффузии и инфильтрации растворов.

Выявленные закономерности имеют существенное значение для анализа процессов околорудного метасоматоза и рудообразования. До настоящего времени считается, что процессы околотрещинного диффузионного и инфильтрационного метасоматоза происходят в изотермических условиях (Д. С. Коржинский, 1953; Жариков, Омеляненко, 1965; Рундквист, 1966). Между тем известно, что в ряде высокотемпературных месторождений внутренние зоны околотрещинной метасоматической колонки сложены более высокотемпературными фациями (топазовые, кварц-топазовые, кварц-турмалиновые), которые сменяются менее высокотемпературными (например, слюдястыми фациями), а во внешней зоне — грейзенизированными гранитоидами. Сходное явление наблюдается в некоторых колчеданных месторождениях, где, по данным В. П. Логинова, во внутренних зонах околорудных метасоматитов преимущественно развиты относительно высокотемпературные глинозем- и галоидосодержащие ассоциации — топаз, зунит, андалузит, корунд и другие, а во внешних зонах — более низкотемпературные ассоциации — серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые. Около кварц-молибденитовых прожилков в аплитах и гранит-порфирах (Первомайское месторождение Джиды) нами неоднократно наблюдалась зона альбит-микроклинового метасоматита, которая сменяется в некотором удалении (1—2 см) от прожилка зоной кварц-слюдистого грейзена, переходящей во внешней зоне в грейзенизированные разности пород. Анализ поведения щелочей и летучих компонентов (F, S) в этих зонах показывает, что максимальная концентрация фтора и серы приурочена к зоне кварц-слюдистого грейзена. Подобную зональную смену околотрещинных метасоматитов можно объяснить именно температурным градиентом, ибо микроклин и альбит образуются при более высоких температурах, чем мусковит. В целом приведенные расчетные, некоторые опытные и геологические данные позволяют с достаточной достоверностью предполагать, что процессы око-

ложильного метасоматоза вмещающих пород происходят в условиях температурного перепада.

В геологической практике широко используются методы минералогической термометрии для оценки температуры образования минеральных ассоциаций в различные этапы и стадии минерализации. В частности, по характерным минеральным парагенезисам, содержащим те или иные минералы-геотермометры, нередко судят о различиях в температурах образования минеральных ассоциаций. Перечень минералов-геотермометров можно найти в известных сводках по минералогической термометрии (Ермаков, 1950; Смит, 1956; Ингерсон, 1956; Филимонова, 1965).

Однако более достоверную информацию о температуре образования минералов доставляет использование методов гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений в минералах, широко применяемых в СССР и за границей. Отметим, что оценка достоверности этих методов определения температуры на примере изучения искусственного кварца с заранее известными условиями образования недавно выполнена В. Б. Наумовым с соавторами (Наумов, Балицкий, Хетчиков, 1966). Согласно этим данным, температура гомогенизации газовой-жидких включений всегда меньше истинной температуры образования минерала на величину, зависящую от давления в процессе минерализации. Чем больше давление, тем больше и поправка на температуру гомогенизации; так для давления 500 атм поправка равна 32°, а для 1110 атм — 79°. Однако для слабо концентрированных водных растворов эта поправка незначительна. Температура начала массовой декрепитации всегда больше температуры гомогенизации. Поправка для кварца (при удельном объеме включений равным 1,2—1,44) составляет 50—60°, а для кальцита — 25—30°. Это находится в согласии с найденными значениями поправок для кварца 50—60° и сфалерита 20—40°, по данным японских исследователей (Тикэноути, Сукунэ, 1962).

Вместе с тем для искусственного кварца определено минимальное давление, при котором начинается массовая декрепитация газовой-жидких включений, которое равно 850 ± 70 атм. Отсюда следует, что в случае небольших давлений (до 700 атм, что соответствует глубине 3 км) данные декрепитации кварца оказываются несколько завышенными по сравнению с истинной температурой образования, а при более высоких давлениях (900—1000 атм) — заниженными.

Приведенные данные показывают, что как метод гомогенизации, так и метод декрепитации хотя не дают истинных температур образования минералов, однако с учетом поправок на давление и другие факторы позволяют получить достаточно достоверные данные о температурах, близкие к истинным. Поэтому оба метода в одинаковой степени должны быть использованы в минералогической термометрии.

До последнего времени указанные методы применялись либо для установления температуры образования различных пегматитов, хрусталеносных жил, оптического флюорита и некоторых рудных жил сравнительно простого строения, либо для разграничения отдельных стадий минерализации при пульсационном формировании ряда эндогенных месторождений (Вербичев, 1959; Лесняк, 1964; Банщикова, 1965 и др.).

Для целей анализа явлений зональности указанные методы определения температуры еще не нашли широкого применения. Однако имеющиеся немногочисленные фактические данные в этом аспекте указывают на существование определенного температурного градиента в момент рудообразования вокруг рудоносных интрузивов гранитоидов, а также в вертикальном направлении, в пределах отдельных или системы рудных тел.

Так, для Джидинского рудного поля, как мы уже отмечали, температура декрепитации кварца штокверковых прожилков и рудных тел отдельных стадий минерализации закономерно падает по мере перехода

от апикальной части гранитного массива (зона I) к экзоконтактовым его зонам (зона II—III и IV): I стадии от 425° до 375°, II стадии от 360—330° до 275°, III стадии от 315° до 250°; IV стадии от 237° до 210°. Подобный характер падения температуры частично подтверждается также и данными гомогенизации, хотя значения температуры гомогенизации несколько ниже, чем в первом случае. Для кварца IV стадии во всех зонах температура декрепитации выше 200°. Это согласуется с тем, что в жилах IV стадии широко развит такой минерал-геотермометр, как висмут- и серебросодержащий галенит, представляющий твердый раствор высокотемпературной модификации матильдита ($\alpha = \text{AgBiS}_2$) и галенита I, α - и β - превращение матильдита происходит при температуре 190—200° (Ramdohr 1938; Van-Huck, 1961).

На одном сульфидно-касситеритовом месторождении Приморья, по данным Гурова и Кондращечкиной (1966), а также Пашкиной (1966), наблюдается горизонтальная зональность, выражающаяся в локализации кварц-касситерит-арсенопиритовой руды вблизи гранитного массива (зона I), далее в некотором удалении от последнего залегают кварц-касситерит-пирротиновые руды (зона II) и, наконец, в наибольшем удалении — свинцово-цинковые руды (зона III). Установлено, что температура декрепитации кварца из I зоны составляет 380°, кварца из II зоны — 330° и сфалерита из III зоны — 290—310° и галенита — 200—210°. В образовании указанной зональности, таким образом, заметную роль играл температурный градиент.

Имеются вполне достоверные, хотя и немногочисленные данные, указывающие на влияние температурного фактора при возникновении вертикальной зональности. Так, по данным термометрических исследований (гомогенизация и декрепитация), в ряде гидротермальных месторожде-

Таблица 2. Данные о температурном градиенте в период рудообразования по результатам термометрических исследований в некоторых гидротермальных месторождениях

№ п/п	Месторождение	Минералы	Методы исследований	Вертикальный интервал, м	Температурный градиент, °С/100 м	Авторы
1	Тырны-Ауз	Гранат Кварц	Г*	400	4 6	Вербичев, 1959
2	Березовское	Кварц	Г	50	10—20	Колтун, 1957
3	Верхнее, Тетюхе	Сфалерит Галенит	Д Д	450—500 »	18	Хетчиков, 1963
4	Байя Сприя, Румыния	Кварц из пирит-халькопиритовой ассоциации Кварц из галенит-сфалеритовой ассоциации	Д Д	(200?) (200?)	7 15	Bargos, Maniligi, 1965 »
5	Замбарак, Средняя Азия	Барит	Д	250—300	10—15	Гурье, Дмитрик, 1965
6	Оловянное, Приморье	Кварц	Г Г	(500?) (500?)	(20—26) 23	Кокорин, Кокорина, 1965
Жила Центральная						
7	Смирновское, Приморье	Сфалерит Галенит	Д Д	230—300 230—300	30 25	Хетчиков, 1966
Жила Нижняя						
		Сфалерит Галенит	Д Д	160—240 160—240	20 20	*

* Г — гомогенизация, Д — декрепитация.

ний установлено существование определенного вертикального температурного градиента в процессе рудообразования (табл. 2), величина которой меняется в разных месторождениях от 4—7 до 25—30°C на 100 м. Если даже принять в среднем значение градиента, равное 15°/100 м, то в пределах вертикального интервала 500—800 м разница в температуре составит 75—120°, что существенно отразится на особенностях состава возникающих минеральных ассоциаций. Механизмом температурного перепада можно объяснить наблюдаемую вертикальную зональность метасоматически-измененных гранитоидов в некоторых редкометалльных месторождениях, а именно локализацию альбитизированных разновидностей на нижних горизонтах, а микроклинизированных гранитов — на верхних. Экспериментальными работами (Orville, 1962, 1963; Johannes, Winkler, 1965) установлено, что альбит образуется в более высокотемпературных условиях (470—420°), чем микроклин (400—300°).

Не останавливаясь детально на других способах выявления роли температуры в возникновении зональности отметим следующее. Анализ парагенезиса минералов с учетом наличия типоморфных минералов-геотермометров, а также экспериментальных данных по синтезу минералов, позволяют с определенной достоверностью показать влияние температурного фактора на зональное размещение минеральных ассоциаций. Примеры этого достаточно многочисленны и приведены в разделах настоящей работы. Весьма показательны в этом отношении поведение изоморфных элементов-примесей в различных минералах, ибо изоморфная смесимость в значительной мере зависит от температуры (Щербина, Якубович, 1963).

Заканчивая рассмотрение температуры как важного фактора возникновения зональности, следует подчеркнуть, что для установления роли этого фактора необходимо использовать целый ряд методов исследований в их сочетании.

Кислотность-щелочность растворов. По данным экспериментальных исследований и термодинамических расчетов (Franck, 1956, 1961; Jarrels, 1960; Barton, 1960_{1,2}; Barnes 1963, 1965; Helgeson, 1967 и др.), рН гидротермальных растворов в области надкритических температур изменяется в ту и другую сторону от нейтральной точки и колеблется от 3—4 до 8—9. Однако на путях циркуляции растворов в сферу рудоотложения кислотно-основные их свойства могут значительно варьировать. В общем случае подобные изменения, по теории Д. С. Коржинского (1966), зависят от следующих независимых факторов: 1) основности-кремнекислотности вмещающих пород, т. е. от соотношения в поровых растворах инертных компонентов — CaO и MgO — с одной стороны, и SiO₂ — с другой; 2) щелочно-метальности растворов, т. е. от активности K₂O и Na₂O, часто определяемой составом рудоносных растворов; 3) активности подвижных кислотных компонентов (HCl, HF, H₂S, SO₃, CO₂ и др.).

Все указанные факторы тесно взаимосвязаны друг с другом. Так, активность щелочных металлов в растворе, по теории Д. С. Коржинского, повышается при поступлении растворов в среду основных пород, богатых CaO и MgO. Говоровым (1963, 1964, 1966) показано, что коэффициенты активности щелочных катионов (Li⁺, Na⁺, K⁺, Rb⁺, Cs⁺) зависят не только от рН, но и от анионного состава растворов. Так, для нормальных условий Т и Р в хлоридных растворах в кислой среде (рН от 1 до 7) коэффициенты активностей Li⁺ и Na⁺ значительно выше, чем K⁺, Rb⁺ и Cs⁺, однако при повышении рН (до 14) активность последних резко возрастает, первых, особенно Li⁺, падает. В фторидных растворах отмечается совершенно другая зависимость, а именно коэффициенты активности всех щелочных катионов возрастают с повышением рН, при этом коэффициенты активности K⁺, Rb⁺, Cs⁺ всегда выше, чем Na⁺ и Li⁺. Иными словами, увеличение в растворах концентрации фтор-аниона приводит к увеличению активности щелочей калиевой группы (K⁺, Rb⁺,

Cs⁺) и снижает активность Na⁺ и Li⁺ и, наоборот, увеличение концентрации хлор-аниона в растворах обуславливает уменьшение активности K⁺, Rb⁺ и Cs⁺ и сильное возрастание активности Na⁺ и Li⁺.

Изменения кислотности-щелочности постмагматических растворов могут быть вызваны различными причинами. В этом отношении Д. С. Коржинский указывает на важное значение «кисотно-основного фильтрационного эффекта», который выражается в том, что при фильтрации растворов через тонкие фильтры (т. е. через поры и капилляры в горных породах) происходит частичный гидролиз солей с обогащением головной части фильтрационного потока кислотными компонентами, а тыловой — основными. Эти представления Д. С. Коржинского являются основой разрабатываемой им гипотезы «опережающей волны кислотности», кратко рассмотренная нами в главе I настоящей работы.

Экспериментальными работами В. А. Жарикова и других геологов (Жариков и др., 1962) подтверждено наличие фильтрационного эффекта при комнатной температуре и нормальном давлении. О. П. Ушаковым (1967) показано, что время существования опережающей волны кислотных компонентов обратно пропорционально скорости фильтрации растворителя и прямо пропорциональна расстоянию от источника раствора. При принятом им значении скоростей фильтрации (*м/сутки*) растворителя (0,1), анионов (1,5) и катионов (0,9) и при расстоянии 1000 м от источника время существования «волны кислотности» несоизмеримо мало (12 лет) по сравнению с временем действия гидротермального раствора в целом.

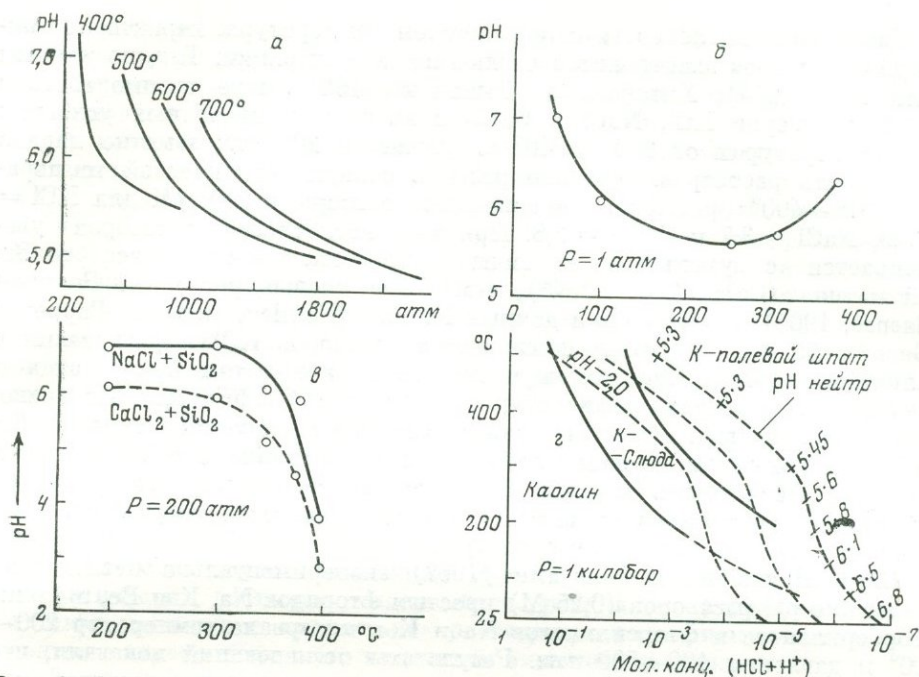
Совершенно не изучено влияние рассматриваемого эффекта в условиях высоких температур и давлений, учитывая, что при увеличении всестороннего давления (до 4000 кг/см²) закрывается до 30% объема пор в породах (Волярович, 1966), а при увеличении температуры возрастает роль пластической деформации горных пород.

Тем не менее многочисленные эмпирические наблюдения по изучению метасоматических процессов в разных геологических условиях удовлетворительно объясняются исходя из модели «опережающей волны кислотности», что в какой-то мере подтверждает возможность проявления именно этого механизма в изменении кислотности постмагматических растворов.

Другой важной причиной изменения кислотности растворов является реакция с вмещающими породами, когда в результате кислотного выщелачивания оснований происходит возрастание основности растворов с отложением выщелоченных компонентов в трещинах и в порах. Однако, увеличение основности растворов может быть обусловлено также осаждением кислотных компонентов (Cl⁻, F⁻, HS⁻, BO₃³⁻, SO₄²⁻) в составе труднорастворимых соединений (зуниит, флюорит, топаз, пирит, турмалин, барит и т. д.) в зонах кислотного выщелачивания.

Рассмотренные причины изменения кислотности растворов в их крайнем проявлении могут быть легко отличимы друг от друга (Д. С. Коржинский, 1965). Если понижение кислотности и отложение рудных минералов вызвано только уходом волны кислотности, независимо от влияния боковых пород, то осаждение минералов происходит в порядке возрастающей основности катионов с незначительным проявлением заключительной нейтральной стадии. Если же осаждение руд вызвано реакцией раствора с боковой породой, то вслед за осаждением рудных минералов происходит частичное их замещение в порядке понижающейся основности катионов.

Существенной причиной изменения кислотности растворов является температура. Роль последней особо подчеркивается Д. С. Коржинским (1965) в начальные стадии охлаждения постмагматических растворов. По его данным, при конденсации газовой фазы в жидкость и при дальнейшем охлаждении жидкого раствора в связи с его уплотнением кис-



Фиг. 3. Изменения нейтральной точки чистой воды (а, б) и водных растворов хлоридов (в, г) при различных температурах и давлениях

а — Franck, 1956; б — Helgeson, 1966; в — Хитаров, 1954; г — Barnes, 1965

лотность постмагматических растворов первоначально возрастает. На основании экспериментальных данных Франка и Кеннеди при высоких температурах и давлениях И. Н. Кигай (1966₂) показал, что если давление в растворах соответствует литостатическому и температурный градиент равен $1^\circ/10$ м, то при уменьшении температуры флюидов от 700° до 500° С константа диссоциации HCl увеличивается примерно в 34 раза, что обуславливает заметное возрастание кислотности.

Однако вопрос о влиянии температуры на кислотность-щелочность растворов в области гидротермального минералообразования (от $600-500$ до 200°) Д. С. Коржинским не анализируется. Между тем, экспериментальные и термодинамические данные показывают кислотность растворов в гидротермальных условиях в большой степени зависит от температуры. При этом следует учесть, что в условиях высоких температур и давлений имеет место смещение нейтральной точки основного растворителя — воды. По данным Нойеса и др. (Noyes, Kato, Sosman, 1910), в условиях насыщенного пара до 306° С величина pH для чистой воды изменяется следующим образом:

T, °C	P, атм	pH
100	1	6,1
218	23	5,7
306	95	5,9

Согласно Франку (Franck, 1956), значение pH нейтральной точки воды уменьшается с увеличением как температуры, так и давления (фиг. 3, а): при 400° С и плотности растворов $0,32$ г/см³ (давление 300 атм) pH нейтральной среды равно 7,3, а при 700° С и плотности $0,7$ г/см³ (давление 2800 атм) эта величина падает до 4,4. По Хелгесону (Helgeson, 1964), нейтральная точка воды при 1 атм с повышением температуры вначале падает и достигает минимума при 250° (pH = 5,6), затем несколько возрастает до 6,3 в критической точке (фиг. 3, б).

Увеличение кислотности с повышением температуры характерно также для растворов электролитов различной концентрации. Так, по данным Хитарова (1954), Хитарова и Рыженко (1961), при взаимодействии 0,12 N растворов KCl, NaCl и CaCl₂ с кварцем в проточных условиях при температурах от 200 до 400° и давлении 200 атм заметно падала кислотность растворов, особенно резко в области критической температуры 375—400° (фиг. 3в), где конечные растворы имели рН для KCl = 5,9, NaCl = 3,7 и CaCl₂ = 2,8. При этом кислотность растворов увеличивается с уменьшением силы основания: чем менее основной катион ($Ca^{2+} \ll Na^+ < K^+$), тем более кислые растворы. Бернсом (Barnes, 1965), на основании данных Хемли (Hemley, 1959) и Гаррелса (Garrels, 1957), рассчитана кислотность растворов KCl в равновесии с калиевым полевым шпатом, мусковитом и каолинитом при давлении 1 килобар в интервале температур от 25 до 500° C (фиг. 3г). Показано, что рН нейтрального раствора падает как функция температуры от 6,8 до 5,3; аналогичным образом уменьшается это значение для более кислых растворов. Расчетными данными Рябчиков (1967) показал, что изменения кислотности растворов при метасоматических процессах могут быть обусловлены падением только температуры.

Беус, Наджарян и Пашутин (1967) экспериментально исследовали изменение рН растворов (0,25 M) простых фторидов Na, K и Be, а также фторбериллатов и фторсиликатов Na и K в интервале температур 200—400° и давлении 100—500 атм. Результаты исследований показали, что с повышением температуры увеличивается кислотность растворов как фторидов, так и комплексных соединений. Исключение представляют поведение KF при высоких давлениях (300—500 атм), рН раствора которого с повышением температуры, наоборот, возрастает, а также фторсилката калия и фторбериллата натрия, рН раствора которых при давлении 500 атм не изменяется от температуры.

Вместе с тем повышение давления, особенно при высоких температурах (300—500°), оказывает обратное влияние на рН растворов, т. е. ведет к уменьшению кислотности (или возрастанию щелочности). Однако при низких температурах (100—200°) давление не влияет на рН растворов.

Для оценки рН растворов солей Хитаровым и Рыженко (1963) предложено уравнение, определяющее зависимость кислотности растворов от констант диссоциации воды и от соотношений констант диссоциации кислоты и оснований:
$$pH = \frac{1}{2} \lg K_{H_2O} - \frac{1}{2} \lg \frac{K_{\text{кислоты}}}{K_{\text{оснований}}}$$

Возрастание кислотности растворов с ростом температуры объясняется, по данным Хитарова и Рыженко (1963): а) увеличением степени диссоциации слабых электролитов, особенно в связи с их гидролизом, когда константа диссоциации образующихся кислот выше константы диссоциаций оснований; б) уменьшением коэффициентов активностей одновалентных катионов и в) возрастанием диссоциации воды, приводящим к смещению нейтральной точки в область меньших значений рН.

Таким образом, только при охлаждении раствора и падении температуры в результате реакции в самих растворах (без учета влияния боковых пород, фильтрационного эффекта или возможного ретроградного кипения) кислотность растворов будет возрастать. Однако, в рудоносном растворе при понижении температуры происходят противоположные процессы, ведущие к уменьшению кислотности раствора. Так, известно по данным ряда исследователей (Franck, 1956; Стырыкович, 1959; Хитаров, Рыженко, 1963), что степень диссоциации сильных электролитов с ростом температуры уменьшается. Следовательно, понижение температуры раствора, содержащего подобные электролиты (NaCl, KCl, HF, KOH, NaOH и др.) приводит к увеличению степени их диссоциации. В этом случае, так же как и при гидролизе слабых электролитов,

если константа диссоциации кислоты меньше, чем у оснований, то кислотность растворов будет снижаться. Таким образом, влияние температуры на режим кислотности-щелочности растворов оказывается двойким, и это должно быть учтено при геохимическом анализе.

В качестве одной из причин изменения кислотности постмагматических растворов некоторые исследователи (Беус, 1963; Беус, Соболев, 1962) выдвигают распад ацидокомплексных соединений типа NaBeF_3 , K_2BeF_4 , LiAlF_4 , NaAlF_4 и других при понижении температуры и давления. В результате этого в растворе возрастает активность таких сильных кислотных компонентов, как F, Cl и других, что вызывает возрастание кислотности растворов. Именно этим механизмом А. А. Беус объясняет наблюдаемую эволюцию постмагматического процесса, выражающуюся в смене ранней щелочной стадии поздней кислотной (грейзенизация). Хотя процессы раннего щелочного метасоматоза в гранитоидах во многих эндогенных месторождениях проявлены обособленно, как во времени, так и в пространстве, от процессов грейзенизации, иногда даже разорваны во времени внедрения даек I этапа, однако возникновение щелочных метасоматитов и грейзенов в течение одного потока растворов не исключается.

В качестве других возможных причин изменения кислотности постмагматических растворов выдвигаются реакция с вадозовыми водами, а также возможное «вскипание» растворов с удалением летучих компонентов в случае внезапного изменения внешнего давления.

Таким образом, вероятными причинами изменения режима кислотности-щелочности одного потока постмагматических растворов могут быть:

- 1) прохождение «волны кислотных компонентов» в силу фильтрационного эффекта,
- 2) реакция с вмещающими породами,
- 3) изменения температуры на путях циркуляции растворов,
- 4) распад комплексных соединений, содержащих кислотные компоненты.
- 5) резкое изменение внешнего давления, обуславливающее «вскипание» растворов с улетучиванием кислотных компонентов,
- 6) реакция с вадозовыми водами.

В настоящее время применительно к природным объектам в достаточной мере еще не разработаны надежные критерии, по которым можно различать действия кислых или щелочных растворов. При минералогеохимических исследованиях природных процессов используется ряд критериев и признаков возрастания кислотности растворов, среди которых можно выделить:

а) реакции замещения более сильных оснований слабыми при процессах метасоматоза вмещающих пород с их выщелачиванием и с общим понижением основности пород (дебазификация); наоборот, реакции замещения слабых оснований более сильными с осаждением выщелоченных компонентов в порядке возрастающей основности (т. е. базификация пород) свидетельствует о понижении кислотности (повышении щелочности (Коржинский, 1965, 1967);

б) интенсивное развитие в зонах метасоматоза и рудоотложения минералов-индикаторов кислотности-щелочности среды минералообразования: для кислых условий характерно развитие минералов, содержащих кислотные компоненты — топаз, зунит, турмалин и др.; для щелочных условий — альбит, калиевые полевые шпаты, биотит, щелочные пироксены и амфиболы, цеолиты и др.;

в) использование условных потенциалов ионизации породо- и рудообразующих минералов, вычисленных недавно В. А. Жариковым (1967), как энергетическая характеристика их кислотно-основных свойств. Эта величина колеблется от 142 ккал/моль для периклаза (щелочная среда)

до 227 ккал/моль для кварца (кислая среда), а для нейтральных соединений в среднем составляет 200 ккал/моль (от 195 до 205);

г) поведение изоморфных элементов-примесей в минералах: согласно принципу электроположительности (Коржинский, 1965), повышение кислотности благоприятствует изоморфному замещению более электроположительных металлов менее электроположительными. В этом отношении показательно использование литий-рубидиевого отношения в мусковитах и микроклинах (Шмакин и др., 1964; Онтоев и др., 1968) и натрий-рубидиевого отношения в микроклинах (Онтоев и др., 1968), указывающие на изменения кислотности растворов;

д) изменения железистости некоторых минералов, в частности, со-
существующих пироксена и граната в скарнах (Жариков, 1966), биотита и других железистых слюд (Маракушев, Тарарин, 1965), хлоритов (Логоинов, Русинов, 1960, 1967);

е) использование экспериментальных и термодинамических данных по устойчивости различных минеральных фаз или их сочетаниях при разных значениях pH, T и P ; в этом отношении интересны исследования Хемли (Hemley, 1959) по устойчивости калиевого полевого шпата, калиевой слюды и каолинита-пирроморфита при разных pH и T , далее данные Бернса (Barnes, 1963, 1965) о пределах устойчивости в растворах различных форм серы — H_2S , HS^- и S_2^{2-} и др.

Окислительно-восстановительный потенциал. Существенное влияние окислительно-восстановительной обстановки среды минералообразования, в частности режима серы и кислорода в растворах, подробно рассмотрел А. Г. Бетехтин (1949, 1953). Именно этим фактором он объяснял наблюдаемую вертикальную зональность в некоторых месторождениях, а именно смену в медно-никелевых месторождениях магнетитовых руд с глубиной халькопирит-пирротиновыми, «обратную» зональность в ряде вольфрамтовых месторождений, где на нижних горизонтах кварц-вольфрамитовых жил появлялись сульфидные руды, содержащие также пирротин. В настоящее время аналогичные примеры зональной смены отмечаются во многих гидротермальных месторождениях. В ряде вольфрамтовых месторождений кварц-вольфрамитовой (КНР) и кварц-сульфидно-вольфрамитовой формации (Забайкалье, Боливия и др.) с глубиной возрастает количество сульфидов. В отдельных оловорудных месторождениях сульфидно-касситеритовой формации на нижних горизонтах появляются сплошные пирротиновые руды («Чапаев», «Лазо» и другие на Северо-Востоке СССР; Viloso в Боливии).

В некоторых колчеданных месторождениях Урала (Сибай и др.) халькопирит-пиритовые руды верхних горизонтов сменяются халькопирит-пирротиновыми рудами (Логоинов, см. наст. моногр.). При этом пирротин нижних горизонтов представлен моноклинной разновидью, богатой серой, а пирротин, встречающийся на верхних горизонтах рудных тел — гексагональной модификацией. В колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая (Иванкин, 1959; 1964) свинцово-цинковые руды верхних горизонтов переходят в медно-цинковые, а последние на глубоких горизонтах — в медно-пирротиновые и пирротиновые. В других случаях нередко наблюдаются фациальные смены на одних и тех же горизонтах пирротиновых руд сфалеритовыми (Церро де Паско в Перу) или касситерит-хлорит-сфалеритовыми (Халчеранга, Восточное Забайкалье) с образованием зональности отложения. В месторождениях скарново-сульфидно-шеелитовой формации отмечаются постепенные переходы скарново-шеелитовых руд в шеелито-пирротиновые (Северо-Восток СССР, Приморье, Корея).

Приведенные примеры зонального перехода различных типов эндогенных руд в существенно пирротиновые и пирротинсодержащие руды свидетельствуют о заметном изменении режима серы в процессе рудообразования.

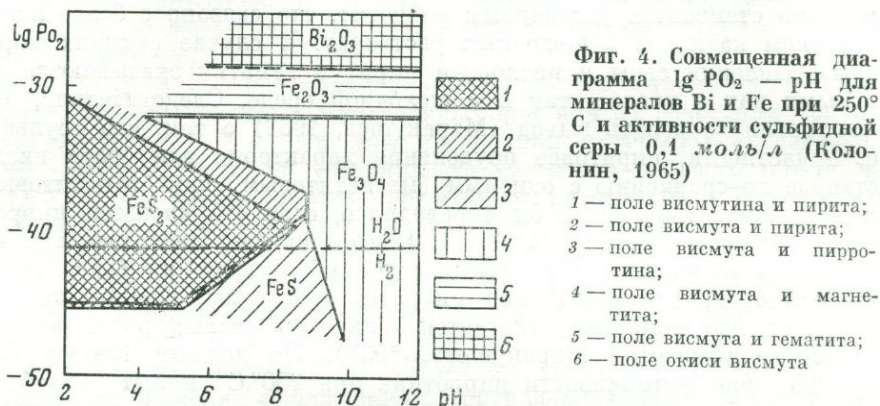
Термодинамический анализ условий равновесия окислов и сульфидов железа в водных растворах при стандартных условиях (25°C и 1 атм) выполнен Барнсом и Куллерудом (Barnes, Kullerud, 1961), а при высоких температурах ($250\text{--}300^{\circ}$) теми же авторами и Маракушевым (1960, 1963).

По данным названных авторов при $250\text{--}300^{\circ}$ пирротин устойчив при низких парциальных давлениях кислорода и серы, т. е. в резко восстановительной среде. Пирит и магнетит стабильны в восстановительной и слабоокислительной среде, а гематит и ассоциация гематит-пирит — в окислительной среде. Вместе с тем равновесные соотношения между этими минералами зависят от кислотности-щелочности растворов. Так при повышении рН среды в случаях низкой активности серы вместо пирротина становится устойчивым магнетит, что связано с более легким окислением катионов в щелочных растворах. В случае высоких парциальных давлений серы и кислорода пирит и гематит оказываются стабильными как в кислой, так и в щелочной среде. Следовательно, было бы неправильно делать вывод (Маракушев, 1963) о том, что сульфидное, в частности, пиритовое оруденение характерно для более кислых растворов по сравнению с окисным (магнетитовым или гематитовым). Это в какой-то мере было бы справедливо, если это касается пирротинового и магнетитового оруденений. В этом случае, действительно магнетитовые и пирротин-магнетитовые руды образуются из более щелочных растворов, чем собственно пирротиновые руды. Однако из этого не следует, что пирротин отлагается только из кислых растворов (как показано на диаграмме Маракушева, 1963). По данным Бернса (Barnes, 1965) поле устойчивости пирротина при 250°C может колебаться в пределах рН раствора от 4 до 9, т. е. от слабокислых до слабощелочных.

Возможность образования пирротиновых и пирротинсодержащих руд в слабощелочных и щелочных условиях подтверждаются некоторыми геологическими данными. Мы уже указывали на своеобразные шеелит-пирротиновые руды в скарново-сульфидно-шеелитовых месторождениях. Известно, что шеелит синтезирован только в щелочной среде (Брызгалин, 1958; Аникин, 1959). Следовательно, образование таких руд возможно из слабощелочных и щелочных растворов. Косвенным подтверждением этого положения является наличие около пирротиновых и медно-пирротиновых руд нижних горизонтов некоторых месторождений Алтая купферрит-антофиллитовых метасоматитов (Иванкин, 1966; Зленко, 1962), возникающих из менее кислых, вероятно слабощелочных растворов, чем выше расположенные околожильные березиты, вмещающие полиметаллические руды.

Представления об изменении окислительно-восстановительных условий минералообразования можно получить не только по поведению сульфидов и окислов железа, но и минералов некоторых других металлов. В частности, нами (Онтоев, 1964, 1966) отмечалось, что на нижних горизонтах Белухинского месторождения чрезвычайно характерны парагенезисы самородного висмута и пирротина с тетрадимитом и другими, тогда как на верхних горизонтах преимущественно развита ассоциация висмутитина и пирита. Появление с глубиной минеральных парагенезисов, отчетливо недосыщенных серой (здесь недостаток серы компенсируется даже входением Те в решетку висмутового минерала — тетрадимита), свидетельствуют о резко восстановительных условиях среды. Экспериментальные и расчетные данные по поведению висмутовых минералов при 250°C (Колонин, 1965) для различных значений активности S^{2-} показывают, что самородный висмут устойчив в условиях низкого парциального давления кислорода и в слабощелочной и щелочной среде (рН от 8 до 12), тогда как висмутин при тех же парциальных давлениях кислорода устойчив в кислой и слабокислой среде.

Совмещенная диаграмма в координатах P_{O_2} — pH для минералов Bi и Fe (фиг. 4) при $250^\circ C$ и активности сульфидной серы $0,1 \text{ моль/л}$ показывает, что поле устойчивости парагенезиса самородный висмут-пирротин располагается в области низкого парциального давления кислорода ($\lg P_{O_2}$ от -45 до -40) в нейтральной и слабощелочной (pH от $6,5-7$ до $9-10$) среде, а поле устойчивости висмутита и пирита охватывает более широкий предел парциального давления ($\lg P_{O_2}$ от -45 до -30), но располагается в области кислой и слабокислой среды (pH от 2 до 7). Таким образом, описанная выше вертикальная зональность, а именно смена парагенезиса самородный висмут — пирротин парагенезисом висмутин-пирит обусловлена не только сменой восстановительных



Фиг. 4. Совмещенная диаграмма $\lg PO_2$ — pH для минералов Bi и Fe при $250^\circ C$ и активности сульфидной серы $0,1 \text{ моль/л}$ (Колонин, 1965)

- 1 — поле висмутита и пирита;
- 2 — поле висмута и пирита;
- 3 — поле висмута и пирротина;
- 4 — поле висмута и магнетита;
- 5 — поле висмута и гематита;
- 6 — поле окиси висмута

условий среды на более окислительную (возрастанием парциального давления кислорода, а также частичным окислением S_2^- в S_2^{2-}), но также синхронным возрастанием кислотности растворов. Для оценки окислительно-восстановительных условий минералообразования, ведущих к проявлению зональности, имеет значение также поведение ионов некоторых других элементов, обладающих, подобно железу, висмуту и сере, различной степенью окисления: Cu^+ и Cu^{2+} ; Co^{2+} и Co^{3+} ; Ni^{2+} и Ni^{3+} ; As^0 , As^{3+} и As^{5+} ; Sb^- , Sb^0 и Sb^{3+} и др. Анализ парагенетических ассоциаций минералов в трюйных и четвертных системах, содержащих эти элементы, в свое время был дан А. Г. Бетехтиным (1953).

Наконец, для относительной оценки окислительно-восстановительных условий можно использовать соотношения одних и тех же элементов разной валентности в минералах переменного состава. Для этой цели наиболее приемлемым представляется коэффициент окисления железа, выражающей отношение атомных количеств трехвалентного железа к сумме атомных количеств закисного и окисленного железа $f = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+}}$, впервые предложенный нами при изучении железистых хлоритов (Онтюев, 1956). Этот параметр может быть использован для многих минералов (турмалины, хлориты, амфиболы и др.). Следует отметить, что этот коэффициент с успехом применяется при изучении и классификации вулканогенных толщ (Щукин, 1963).

Устойчивость комплексных соединений. В настоящее время стало общепринятым очень важное значение комплексных соединений в переносе рудных компонентов в гидротермальных растворах. Экспериментальные работы ряда зарубежных (Тредвелл и Гипенстрик, Шварценбах, Гаррельс, Барнс, Хелгесон и др.) и советских (Ольшанский, Мелентьев, Иваненко, Беус и Соболев, Новоселова, Говоров и др.) исследователей показали, что комплексные соединения обуславливают высокую растворимость металлов в водных растворах в концентрациях, достаточных для образования эндогенных руд. При этом основная законо-

мерность процесса комплексообразования заключается в том, что компоненты (ионы, молекулы) в водных растворах при высоких температурах и давлениях имеют тенденцию к ассоциации, к координированию друг с другом и полимеризации растворенных частиц (Спицын, 1957_{1,2}; Ганеев, 1962; Хайдук, 1961; Овчинников, 1965; Helgeson, 1964), тогда как в стандартных условиях более характерно их диссоциированное состояние. Этим в значительной мере объясняется то, что сильные в обычных условиях электролиты при высоких температурах становятся слабыми (Franck, 1956). Пожалуй впервые Бартон (Barton, 1959) обратил внимание на связь зонального расположения некоторых металлов (Hg, Ag, Pb, Zn, Cu, Fe) в низкотемпературных месторождениях с относительной устойчивостью их комплексных соединений. Позднее Бернс (Barnes, 1962) термодинамическими расчетами показал, что наиболее вероятной причиной зонального расположения металлов является устойчивость их бисульфидных комплексов, величина которой («Д» в килокалориях) для двухвалентных элементов закономерно падает в следующей последовательности:

Металлы	Hg	Cd	Pb	Cu	Zn	Sn	Ni	Fe	Co	Mn
«Д»	227	156	154	134	132	126	83	82	81	78

Величина «Д» как фактор устойчивости комплекса отличается от свободной энергии его образования на неизвестную, но постоянную величину для всех металлов.

По существу выдвинутых положений Барнса можно сделать следующие замечания: 1) принятый им ряд зональности в большинстве гидротермальных месторождений обычно не выдерживается, особенно для крайних членов этого ряда; так сульфиды Mn и Cd крайне редки, хотя эти элементы встречаются в качестве примесей в сфалерите; Ni и Co обычно отмечается в виде примесей в пирите и пирротине, однако в гидротермальных условиях самостоятельные минералы этих металлов представлены арсенидами и сульфоарсенидами. 2) Положение отдельных металлов внутри выделенного ряда также вызывает сомнение. Для Fe найденное значение «Д» применимо лишь к пирротину, а не к пириту, а для Sn — только к станнину, который вообще редок в месторождениях. В сульфидно-касситеритовых месторождениях часто наблюдается такой ряд зональности: Sn (окисное — Fe (пирротин) — Cu (халькопирит) — Zn (сфалерит) — Pb (галенит), которая не совпадает с рядом Барнса. Ходаковским (1966) установлен следующий ряд понижающейся устойчивости гидросульфидных комплексов при 25° C: Hg > Cu > Pb ≈ Zn > Co > Fe, который по его расчетным данным сохранится и при более высоких температурах (до 200°). В отличие от ряда Барнса здесь медь расположена между ртутью и свинцом, что не соответствует наблюдаемым фактам — медные руды, как правило, располагаются ниже свинца и цинка.

Термодинамические условия процесса комплексообразования в гидротермальных условиях недавно рассмотрены Хелгесоном (Helgeson, 1964). Им показано, что основные параметры, определяющие устойчивость комплекса (размер, заряд и термохимические свойства ионов, вид и заряд комплекса, его электрическая и геометрическая симметрия, природа связи атомов, входящих в него, диэлектрическая постоянная среды и др.), отражаются на изменениях стандартных энтропии и энтальпии образования (или диссоциации) комплекса. По данным этого автора, энтропия является наиболее важным фактором, определяющим устойчивость комплекса в водном растворе, выраженной в константах их диссоциации. Наряду с термином устойчивость комплекса Хелгесон вводит понятие степень образования комплекса, как среднее число лигандов, комплексирующихся с каждым катионом в растворе. Этим подчеркивается, что устойчивость комплекса зависит не только от свойств и концентрации

катиона, но и от свойств и концентрации содержащихся в растворе лигандов.

Анализируя зависимость констант диссоциации неорганических комплексов от термодинамических условий, Хелгесон отмечает, что с ростом температуры константа диссоциации многих комплексов возрастает, а для некоторых не изменяется. Изменение давления, по его данным, мало влияет на устойчивость комплексов в жидкой фазе гидротермальных растворов, однако в надкритических условиях и газовой фазе оно может оказать существенное влияние в связи с изменением плотности растворителя (воды). Так как константы диссоциации неорганических комплексов при высоких температурах и давлениях неизвестны или имеются только отдельные данные, Хелгесон предлагает приближенный способ определения констант диссоциации комплексов при этих условиях, исходя из близкого сходства изохор (кривые равной плотности) и изэнтроп (кривые равной энтропии) воды в области жидкой и надкритической фаз с изо- K кривыми (равных значений констант диссоциаций) для комплексов.

Наибольшее значение в переносе металлов в гидротермальных растворах, по Хелгесону, имеют хлоридные комплексы, как это следует из данных изучения термальных источников и газовой-жидких включений в минералах. Им дается для 25°C следующий ряд устойчивости хлоридных комплексов:

Металлы	Cu^{2+}	Zn^{2+}	Pb^{2+}	Ag^+	Hg^{2+}
K_{298}	~ 0	-2	$-1,57$	$-3,3$	$-7,5$

Этот ряд, по мнению Хелгесона, видимо, сохранится и при высоких температурах. Намеченный Хелгесоном ряд устойчивости хлоридных комплексов как будто соответствует ряду зональности в некоторых, например, полиметаллических месторождениях: халькопирит-сфалерит-галенит-минералы серебра. Касаясь условий рудоотложения из гидротермальных растворов, содержащих хлоридные комплексы, Хелгесон подчеркивает важное значение изменения геотермического градиента на путях циркуляции растворов, ибо константы диссоциации многих комплексов, содержащих металл, с падением температуры уменьшаются. В этом случае осаждение сульфидов и других соединений металлов будет происходить более интенсивно при движении раствора в сторону уменьшения геотермического градиента. При этом влияние геотермического градиента на процесс образования (и диссоциации) комплексов можно оценивать по кривым изэнтроп, полагая в первом приближении, что кривые изэнтроп (и изэнтальпы) чистой воды соответствуют таковым растворов хлористого натрия. В этом случае кривые изэнтроп можно рассматривать как кривые одинаковой устойчивости хлоридных комплексов в области жидкой и надкритической фаз.

Касаясь возможной роли других комплексов в переносе металлов в гидротермальных растворах Хелгесон отмечает, что карбонатные, бикарбонатные и сульфидные комплексы могут иметь некоторое значение в переносе отдельных металлов (редкие земли, уран и других) в щелочных растворах, богатых ионами CO_4^{2-} и SO_4^{2-} . Что касается полисульфидных и тиосульфатных комплексов, то они, как правило, в растворах находятся в метастабильном состоянии и могут возникать только в условиях высокой концентрации серы, что вряд ли возможно, по Хелгесону, в природных условиях. Крайне малую устойчивость, недолговечность тиосульфатных комплексов отмечает и В. В. Шербина (1964). По мнению Хелгесона гидроксильные комплексы не могут принимать активного участия вследствие низкой концентрации OH^- в растворах при повышенных температурах по сравнению с другими лигандами, хотя в разбавленном растворе он допускает существование аквакомплексов. Хелгесон

совсем не рассматривает фторидные комплексы. Между тем важная их роль подчеркивается многими исследователями (Беус, 1958, Беус, Соболев, 1962; Новоселова, 1959; Сы Ю-дун, 1963 и др.). Бандуркин (1961) приводит значения констант нестойкости (обратная величина константе устойчивости) фторидных катионных комплексов некоторых металлов (типа $M^{IV}F^{3+}$, $M^{III}F^{2+}$, $M^{II}F^{+}$ и $M^{III}F_2^{+}$) в порядке следующего ряда убывающих значений: Zr, Th, Ti, Al, Mn, Fe, UO_2 , Be, Y, Gd, La, Mg (Ca, Sr, Ba, Li, Na, K).

Однако закономерное зональное расположение металлов, соответствующее этому ряду, не известно. Значение фторидных комплексов в переносе различных металлов в рудоносных растворах в полной мере еще не раскрыто. Если вопрос о переносе бериллия в форме фторобериллатов натрия и калия экспериментальными работами признается в достаточной мере обоснованными (Беус, 1958; Беус, Соболев, 1962; Соболев, 1964; Говоров, 1963; Новоселова, 1959), то перенос вольфрама в виде простых фторидов термодинамически маловероятен (Иванова, 1967). Вместе с тем предполагается возможность переноса этих металлов в форме оксифторидных (Брызгалин, 1967) комплексов.

Вероятность переноса некоторых тяжелых металлов (Pb, Zn, Mo, W и др.) в форме сложных галоидно-карбонатных и галоидно-гидросульфидных комплексов высказана Мукасеевой и др. (1965) и автором (1967). Однако термодинамические и экспериментальные данные об устойчивости фторидных и сложных комплексных соединений со смешанными адентами, особенно при высоких температурах и давлениях, практически отсутствуют.

На устойчивость комплексных соединений существенное влияние оказывает кислотность растворов. По данным Спицына и его сотрудников (1957₁, 1957₂, 1959) процессы ассоциаций и полимеризации ионов с образованием сложных акваполи- и гетерополикислот, в частности, вольфрама, наиболее интенсивно происходит в кислой среде (pH — от 2 до 4—5) посредством водородной (H^+) и оксониевой (H_3O^+) связи. А при повышении щелочности растворов происходит деполимеризация комплексов (Кабанова, Спицын, 1964). По Яцмирскому и Алексеевой (1959) процессы полимеризации H_2MoO_4 наиболее интенсивно происходят при pH раствора от 1 до 4. Согласно Бабко и Набиванец (1957) хлоридные и сульфидные комплексы молибдена образуются в кислой и слабокислой среде. По данным Новоселовой (1959) и Сы Ю-дун (1963) фторобериллаты Na и K в щелочной среде разлагаются, а в кислой — оказываются устойчивыми. Иваненко (1965) показала, что в кислой среде (pH от 3 до 5) растворимость ZnS в миллион раз превосходит расчетные данные, что указывает на существование комплексных соединений Zn. Ивановой (1967) выяснено, что при повышении температуры до 350°С расширяется поле устойчивости недиссоциированной молекулы H_2WO_4 в кислых и нейтральных условиях за счет сокращения поля существования иона WO_4^{2-} , который при этой температуре устойчив при pH 8—9, т. е. в щелочной среде.

Из приведенных экспериментальных данных следует, что многие комплексные соединения различных типов наиболее устойчивы в кислых, слабокислых и нейтральных условиях, тогда как в щелочных и сильно щелочных условиях они менее устойчивы, разлагаются и находятся в диссоциированном состоянии. Исключение из этого, видимо, представляют карбонатные, сульфатные, полисульфидные и тиосульфатные комплексы. Так, по мнению Хелгесона (1964) в кислых растворах устойчивы хлоридные комплексы (типа $PbCl^+$, $ZnCl^+$ и др.) в нейтральных растворах — сульфидные комплексы типа $ZnS \cdot nH_2S$ и $PbS \cdot nH_2S$ и в щелочной среде — бисульфидные комплексы $Pb(HS)_2$ и $Zn(HS)_2$. Последние, видимо, менее обоснованы, ибо Бернсом (1965) показано, что гид-

росульфидные ионы при температуре 250° устойчивы при рН от 4 до 8—9, т. е. от слабо кислой до слабощелочной среды.

В целом влияние устойчивости комплексных соединений металлов в гидротермальных растворах на возникновение зональности в настоящее время признается многими исследователями. Однако сама проблема устойчивости различных типов комплексов в условиях высоких температур и давлений в значительной мере еще не разработана и является предметом дальнейших экспериментальных исследований.

Изменения активностей катионов и анионов в растворах. Изменения эффективных концентраций реагирующих компонентов в рудоносных растворах зависят как от геологической среды (влияние состава вмещающих пород, смешение с вадозовыми водами и др.), так и от рассмотренных выше термодинамических параметров — температуры, давления, кислотности-щелочности растворов, устойчивости (и распада) комплексов и т. д. Однако, изменения активностей ионов в растворах возможны также в результате реакции в самих растворах без относительно влияния упомянутых факторов, в частности в процессе последовательного осаждения твердых фаз или ухода летучих компонентов. Подобные изменения активностей также приводят к возникновению зональности отложения в отдельных рудных телах на сравнительно небольшом протяжении. Примером может служить наблюдаемая фациальная смена вольфрамитовых руд существенно сульфидными — пирит-халькопирит-сфалеритовыми в пологих жилах Букукинского месторождения (Онтоев, 1962), смена хлорит-касситеритовых руд касситерит-сфалерит-пирротиновыми и затем существенно сфалеритовыми (марматитовыми) рудами в рудных жилах Хапчеранги (Онтоев, 1960). Достаточно также напомнить широко известные примеры смены с глубиной галенит-сфалеритовых руд существенно сфалеритовыми в ряде полиметаллических месторождений.

В подобных случаях рудные жилы залегают в однородных вмещающих породах, температура, давление, кислотность растворов, окислительно-восстановительные условия в процессе отложения рудных минералов, особенно в пределах одного и того же горизонта, не менялись. Следовательно, основной причиной образования подобной зональности отложения является изменение активностей катионов и анионов в результате последовательного осаждения из растворов твердых фаз. Механизм образования такой зональности был рассмотрен нами (Онтоев, 1962) на примере наблюдаемой смены вольфрамитовых руд сульфидными. Последовательность образования минералов в рассматриваемом случае такова: вольфрамит → сфалерит I → висмутин → кварц → сфалерит II, пирит, халькопирит. Процесс кристаллизации вольфрамита сопровождается диффузионным перемещением ионов Mn^{2+} , Fe^{2+} и WO_4^{2-} в рудоносном растворе к месту первоначального зарождения кристаллов вольфрамита. В результате этого вблизи таких обогащенных вольфрамитов участков жильной полости, а также в некотором удалении от них, концентрация указанных ионов в растворе резко падает, что приводит к прекращению дальнейшего роста кристаллов вольфрамита. Концентрация железа здесь настолько понижается, что после отложения вольфрамита и кварца образуется очень незначительное количество сульфидов (пирит, сфалерит, халькопирит). Однако в соседнем участке жильной полости, в некотором удалении от вольфрамитовых гнезд, процесс кристаллизации начинается не с вольфрамита (концентрация соответствующих ионов оказалась крайне низка), а с отложения мелких изометричных зерен сфалерита I в зальбандах жилы в виде отдельных цепочек у основания гребенчатых кристаллов кварца. Однако основная масса сульфидов (пирит, сфалерит и халькопирит) кристаллизуется после кварца в интерстициях крупных его кристаллов с образованием ксеноморфных и неправильно-лапчатых обособлений. Следовательно, в этих участках в рудоносном

растворе еще до отложения кварца, концентрация ионов Zn^{2+} , Bi^{3+} , Fe^{2+} и других была значительно выше, чем в обогащенном вольфрамитовом участке, вследствие чего отложение сульфидов происходило в течение всего периода формирования жилы — оно начиналось несколько раньше кварца, продолжалось почти одновременно с ним и закончилось после него.

Таким образом, в рудоносном растворе, заполнившем жильную полость, еще до кристаллизации главной массы жильного кварца, происходило неравномерное распределение (дифференциация) ионов тяжелых металлов, обусловившее пространственное обособление вольфрамитовых и сульфидных руд. Подобный механизм, видимо, применим для объяснения сходной зональности отложения и в других месторождениях.

Изменения давлений в процессе рудообразования. Из всех физико-химических факторов наименее изучено именно влияние давления на зональность, хотя отдельные авторы (Шербина, 1963; Nagasawa, 1962) подчеркивают важность этого фактора. Вопрос этот в настоящее время изучен еще недостаточно. Роль давления в возникновении зональности, видимо, отражается косвенно, в частности на концентрацию летучих компонентов (F, Cl, S и т. д.) и на устойчивость комплексов в надкритической и газовой фазах. Влиянием резкого перепада давления вследствие проникновения растворов в близкоповерхностные условия и сильно трещиноватые породы, сопровождавшиеся локальным испарением растворов, Ф. Тернер (Terneauer, 1960) объясняет локализацию ранних богатых касситеритовых руд на сравнительно небольшом вертикальном интервале, измеряемом несколькими сотнями метров, тогда как поздние сульфидные и серебряно-сульфидные стадии минерализации охватили значительно больший вертикальный интервал (до 700—800 м), локализуясь выше и ниже этого «касситеритового ядра» (Льяльягуа), либо выше (Потоси) или ниже (Оруро) его с образованием соответственно концентрической, прямой и обратной вертикальной зональности.

Отчетливые признаки вскипания растворов (по газово-жидким включениям в минералах) вследствие резкого перепада давления при проникновении растворов в толщу весьма пористых конгломератов мезозойской депрессии отмечены Н. В. Петровской (см. наст. моногр.) при формировании золоторудных жил Балейского месторождения.

ФАКТОРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИ МНОГОСТАДИЙНОМ ПОСТУПЛЕНИИ РАСТВОРОВ

Образование зональности при пульсационном поступлении растворов определяется в первую очередь тектоническими деформациями, которые «вскрывают» на глубине те или иные рудоносные очаги, отщепляющие потоки растворов разного состава. В ряде случаев такие деформации контролируют размещение внутрирудных даек изверженных пород. Следовательно, подобные деформации должны быть достаточно крупными и иметь значительную глубину заложения. Наиболее важным условием образования зональности в этих случаях является одновременное с пульсацией растворов смещение в пространстве указанных деформаций [«центробежное развитие трещин» по С. С. Смирнову (1937), Вольфсону (1949); Дербикову (1937), которые в области рудоотложения обычно представляют рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры.

В случае отсутствия такого смещения тектонических деформаций в пределах одного и того же блока или рудоносного участка, при пульсационном поступлении растворов образуются телескопированные месторождения без признаков зональности или с очень слабым ее проявлением таковой. Именно к этому случаю относится утверждение Парка

(1957) о том, что если растворы поступали в несколько волн (surges) или стадий и значительно отделены во времени, то зональность не проявляется.

Из сказанного следует, что основным фактором возникновения зональности при многостадийном поступлении растворов является достаточно крупные тектонические деформации, обуславливающие поступление нового потока растворов и испытывающие отчетливое смещение в пространстве в периоды рудоотложения.

Как уже ранее отмечалось, промежуток времени, в течение которого из одного потока постмагматических или иных растворов, поступающего в область рудоотложения, происходит образование определенного минерального комплекса, слагающих руды и околорудные измененные породы, определяется как «стадия минерализации».

Таким образом, многостадийность процесса рудообразования является признаком пульсационного формирования гидротермальных месторождений в связи с деятельностью либо одного магматического источника, либо какого-либо другого рудоносного очага.

При анализе явлений зональности в условиях многократного поступления растворов возникают значительные трудности в силу того, что в настоящее время еще недостаточно разработаны надежные критерии пульсационного процесса рудообразования. Применявшиеся ранее для этой цели некоторые критерии выделения стадий минерализации (пересечение прожилков, дробление, брекчирование) оказались недостаточными, ибо сходные явления могут возникать и в течение одного потока рудоносных растворов в связи с местными тектоническими подвижками в момент рудоотложения.

Многочисленные фактические данные, приведенные в настоящей работе, и анализ обширного литературного материала позволяют в качестве надежных критериев многостадийного процесса рудообразования наметить три группы: а) магматические; б) структурно-тектонические, в) минерало-геохимические. Рассмотрим кратко эти критерии.

Магматические критерии. Внутриминерализационные дайки и другие тела изверженных пород являются прямым критерием связи отдельных потоков рудоносных растворов с деятельностью магматического очага. Внедрение внутрирудной дайки представляет собой границу (во времени) между двумя отдельными потоками растворов — додайкового и последайкового. Этот критерий имеет несколько ограниченное значение в силу того, что внутрирудные дайки встречаются не во всех гидротермальных месторождениях. Необходимо подчеркнуть, что к внутрирудным дайкам нельзя относить те дайки, по существу пострудные, которые пересекаются только лишь безрудными карбонатными, флюоритовыми и другими прожилками, возникающими после того, как отложение рудных минералов уже закончилось.

Структурно-тектонические критерии. До недавнего времени структурные критерии являлись одними из главных для установления стадий минерализации при пульсационном процессе рудообразования. По пересечению одних прожилков другими, по брекчированию ранних минералов поздними и другими признаками отдельными авторами необоснованно выделялись многочисленные (до 15—20) стадии минерализации. Однако в последние годы некоторые исследователи (Григорчук, 1965, Кигаи, 1963, 1966) справедливо критикуя подобный прием анализа многостадийного процесса, впадают в другую крайность, отрицая роль структурных факторов как надежных критериев пульсационного поступления растворов. Сложность в этом вопросе заключается в том, что пока еще трудно отличать тектонические деформации, происходящие в промежутках между отдельными потоками растворов («межстадийные») от деформаций, совершающихся в течение одного потока растворов («внутристадийные»).

Тем не менее во многих случаях по степени проявления тектонических деформаций, по пространственному положению и относительной глубине заложения рудоконтролирующих и рудовмещающих структур с достаточной достоверностью удается установить разновременные потоки рудоносных растворов. При этом пересечения рудных жил разного минерального состава, приуроченных к различным ориентированным структурам, также могут быть использованы для этой цели. В качестве примера можно привести Букукинское месторождение. Здесь ранние пологопадающие жилы с молибденитом, висмутином и сульфовисмутитами свинца приурочены к пологим структурам купольного типа сравнительно небольшой (до 150—200 м) глубины заложения. Эти жилы пересекаются поздними крутопадающими кварц-сульфидно-гюбнеритовыми жилами, приуроченными к крутопадающим широтным разломам, прослеживаемыми до глубины 300—400 м. Другой яркий пример структурного критерия пульсационного процесса рудообразования можно наблюдать на Джидинском рудном поле. По наличию внутриминерализационных даек (Кушнарев, 1954; Игнатович, 1959) здесь выделяются четыре стадии минерализации (Онтоев, 1968): дорудная, редкометалльно-молибденовая, редкометалльно-вольфрамовая и сульфидно-вольфрамовая.

Инкурское месторождение с его радиально-концентрической структурой (Малиновский, Игнатович, 1962) штокверка, прослеживаемого до глубины 200—300 м, сформировано в основном в редкометалльно-вольфрамовую стадию минерализации. Крутопадающие штокверковые прожилки этого месторождения рассекаются пологими кварц-сульфидно-гюбнеритовыми жилами Холтосона, разведанными до глубины 600—700 м и приуроченными к пологим сколовым нарушениям северо-западного и близширотного простираний.

В обоих приведенных примерах оруденение более ранних стадий локализовано в куполовидных и радиально-концентрических структурах неглубокого заложения (до 200—300 м), а поздних стадий — в совершенно других сколовых структурах, прослеживаемых на значительную глубину (до 700 м).

Между тем тектонические подвижки в пределах одного потока растворов, в частности в течение кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадии минерализации на обоих названных месторождениях, выражаются в образовании различных генераций жильного кварца (до 5), гюбнерита (до 3), сульфидов и др., что приводит к пересечению ранних генераций минералов поздними, к возникновению полосчатых, полосчато-прожилковых и ленточных текстур рудной жилы с частичным дроблением и брекчированием в узколокальных участках, как подчеркивал А. Г. Бетехтин. Приведенные данные (а количество примеров можно было бы увеличить) с достаточной определенностью показывают, что структурные критерии при разумном их использовании могут являться вполне надежными критериями для выявления пульсационной природы рудного процесса.

Минералого-геохимические критерии. При многостадийном поступлении растворов предполагается, что составы растворов отдельных потоков существенно отличаются друг от друга. Это различие несомненно отражается на составе возникающих минеральных ассоциаций в области рудоотложения. В природных условиях, однако, наблюдается более сложная картина, ибо состав образующихся минеральных комплексов зависит также от литологического состава вмещающих пород, от эволюции состава растворов в связи с изменениями физико-химических параметров — температуры, кислотности-щелочности, окислительно-восстановительного потенциала и др. Тем не менее отдельные потоки растворов сложного пульсационного процесса рудообразования характеризуются определенным, свойственным для данного потока набором привносимых металлов, редких и рассеянных элементов и летучих компонентов. Вследствие этого в различные стадии возникают минеральные

ассоциации, существенно, иногда резко, отличающиеся друг от друга. Это различие устанавливается не только по минеральным комплексам, слагающим рудные тела, но и по особенностям околорудных изменений вмещающих пород. Так, в оловорудных месторождениях сульфидно-касситеритовой формации в ранние стадии образуются кварц-турмалиновые с касситеритом и кварц-касситеритовые ассоциации, сопровождаемые турмалинизацией и окварцеванием вмещающих пород; в поздние стадии — пирротин-сфалеритовые и галенит-сфалеритовые ассоциации, сопровождаемые хлоритизацией и серицитизацией пород. В месторождении редкометалльно-молибденит-вольфрамитовой формации (Джида, Центральный Казахстан) в раннюю рудную стадию образуются преимущественно молибденитовые штокверковые прожилки, сопровождаемые щелочным метасоматозом, а именно микроклинизацией; далее следует редкометалльно-вольфрамитовая стадия с околожильной грейзенизацией и, наконец, кварц-сульфидно-гюбнеритовая стадия, сопровождаемая серицитизацией и окварцеванием. Подобное изменение состава минеральных ассоциаций отдельных потоков пульсационного процесса следует отличать от изменений состава руд в связи с эволюцией одного потока растворов, происходящих вследствие влияния боковых пород, изменения кислотности-щелочности растворов и др. В этом случае весьма характерна постепенная смена минеральных парагенетических ассоциаций в рудных жилах и рудных телах, что удается установить при детальной документации горных выработок. При этом характер околорудных изменений в однотипных вмещающих породах (например, в гранитоидах) существенно не меняется. Смена околорудных метасоматитов имеет место в том случае, когда рудная жила переходит из пород одного литологического состава (например, граниты, песчаники) в породы другого состава (основные породы, известняки и т. д.).

В последнее время некоторыми исследователями в качестве достоверного и прямого критерия прерывности потока растворов предполагается использовать цикличность изменений состава минеральных ассоциаций рудных жил и околорудно измененных пород (Петровская, 1965; Григорчук, 1965) или цикличность кислотно-основной дифференциации (Кийгай, 1963, 1966).

При этом предполагается, что в одном потоке растворов происходит только один цикл или одна волна кислотности растворов (выщелачивание компонентов из вмещающих пород в стадии возрастающей кислотности и их отложение в трещинах в стадию понижения кислотности растворов).

В основе этой модели, как известно, лежит гипотеза опережающей волны кислотности Д. С. Коржинского, особенности которой рассмотрены нами выше. В природных условиях это явление реализуется, видимо, в следующих случаях: а) когда поток восходящих растворов циркулирует в относительно однородных по литологическому составу вмещающих породах; если же на пути потока встречаются породы разного литологического состава, то кислотность растворов может резко падать (например, в известняках), а затем (в алюмосиликатных породах) вновь возрастать в силу фильтрационного эффекта; б) если в окружающей толще отсутствуют вадозовые воды (при наличии таковых после прохождения волны кислотности и отложения компонентов в позднещелочную стадию не исключается повторное возрастание кислотности растворов вследствие их смешения с кислыми вадозовыми водами, подобный случай описан в литературе — Ларин, 1967); в) если на путях циркуляции потока растворов сохраняются сравнительно устойчивые изотермические условия (в противном случае при наличии температурного градиента на разных участках циркуляции растворов кислотность последних может заметно меняться, ибо экспериментальными работами выяснена зависимость кислотности растворов от температуры).

Возможны и другие причины изменения кислотности растворов при их циркуляции через толщу пород. Таким образом, в одном потоке рудоносных растворов принципиально возможно проявление не одной, а нескольких волн кислотности. Поэтому предлагаемая цикличность кислотности основной дифференциации как прямой критерий прерывистого пульсационного процесса нельзя считать критерием достаточно всеобщим и универсальным, хотя в отдельных случаях он может быть использован наравне или в сочетании с другими геологическими и минералого-геохимическими критериями.

Заканчивая рассмотрение критериев прерывистого пульсационного поступления растворов разного состава, можно сделать вывод, что наиболее достоверными критериями являются: а) внутрирудные дайки изверженных пород; б) масштаб, пространственное положение (в частности, изменение плана деформаций) и относительная глубина заложения рудоконтролирующих тектонических нарушений, нередко проявляющихся в пересечениях разновременных рудных жил; в) существенные различия (в отличие от фациальной смены в связи с эволюцией одного потока растворов) состава минеральных комплексов и входящих в них парагенетических ассоциаций, слагающих рудные тела и околорудно измененные породы, а также цикличность в изменении их минерального состава, кислотно-основных свойств растворов и т. д. В конкретных геологических условиях необходимо использовать указанные группы критериев в их сочетании. В качестве вспомогательных критериев выделения стадий минерализации часто используются изменения температуры образования минеральных ассоциаций, минералы переменного состава, особенности распределения элементов-примесей в минералах и т. д. Так, по данным термометрических исследований (методом гомогенизации), температура образования минералов в начале новой стадии минерализации всегда оказывается выше температуры образования поздних минера-

Таблица 3. Систематика основных факторов возникновения зональности гидротермальных месторождений

Условия поступления растворов	Основные факторы возникновения зональности	Относительная роль
I. Одноактный поток рудоносных растворов	А. Геологические	Большая
	1. Влияние литологического состава вмещающих пород	»
	2. Изменения типа и характера деформации рудовмещающих структур	В достаточной мере не выяснена
	3. Смещение вадозовых вод с ювенильными	»
	4. Пострудный метаморфизм	Небольшая
	5. Влияние физико-механических свойств вмещающих пород	Не выяснено
	Б. Физико-химические	
	6. Температурный градиент рудоносного участка и изменения температуры восходящих растворов	Большая
	7. Перепад давлений	Большая, косвенно влияющая на изменения других факторов
	8. Изменения активностей ионов в растворах, особенно летучих компонентов	Большая
	9. Режим кислотности-щелочности растворов	»
	10. Изменения окислительно-восстановительного потенциала	Значительная
	11. Устойчивость комплексных соединений	»
II. Многоактное поступление растворов	Тектонические деформации, сопровождаемые внедрением внутриминерализационных даек и повторным поступлением растворов. В пределах отдельных потоков растворов действуют факторы 1—11, указанные для одноактного потока	Большая

лов предыдущей стадии (Лесняк, 1964; Банщикова, 1965), т. е. начало каждой стадии характеризуется отчетливым повышением температуры с постепенным ее падением к концу стадии. Иными словами, намечается отчетливая цикличность в изменении температурного режима минералообразования в каждую стадию минерализации. В некоторых вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья (Букука) в ранней стадии преимущественно развиты вольфрамиты с 40—50% ферберитовой молекулы, в поздней — гюбнериты с 10—20% ферберитовой составляющей. При этом в вольфрамитах ранней стадии характерны повышенные содержания Nb, Sc, Sn, а в гюбнеритах поздней стадии — отсутствие таковых или крайне низкое их содержание.

Заканчивая рассмотрение геологических и физико-химических факторов возникновения зональности, необходимо отметить, что в природных условиях они действуют, как правило, совместно. Относительная роль и доля влияния каждого из них на возникновение зональности в различных гидротермальных месторождениях заметно меняются. В одних случаях ведущую роль играют геологические факторы, например, явление пульсации растворов, влияние литологического состава вмещающих пород и др. при подчиненном значении других факторов. В других случаях, например в пределах отдельных потоков растворов, большую роль играют либо изменения кислотности-щелочности растворов, либо изменения температурных условий или же оба эти фактора в сочетании с другими. При этом оценка влияния каждого из них может быть произведена только в результате детальных исследований и во многом является предметом дальнейших исследований. Тем не менее в зависимости от преобладающей роли тех или иных факторов представляется возможным выделить и генетические типы зональности.

В заключение ниже, в табл. 3, приводится систематика основных факторов и относительная их роль в возникновении зональности гидротермальных месторождений в зависимости от условий поступления руденосных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. — Собр. соч., т. II, 1964.
- Аверьев В. В. Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки. Труды Лаб. вулканол., 1961, вып. 19.
- Аникин И. Н. Некоторые условия гидротермального синтеза кристаллов шеелита. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, 88, вып. 3.
- Бабко А. К., Набиванец Б. И. Изучение состояния молибдатов в растворе. — Ж. неорг. химии, 1957, II, вып. 9.
- Бандуркин Г. А. О поведении редкоземельных элементов во фторсодержащих средах. — Геохимия, 1961, № 2.
- Банщикова И. В. Стадийность минерализации месторождения Караоба по данным изучения газово-жидких включений в минералах. — В кн. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., 1965.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1966, № 8.
- Бачалдин В. И. О зональном распределении месторождений в Паладаурском рудном поле (Груз. ССР). — Геол. рудн. мест., 1959, № 5.
- Белевцев Я. Н., Когляр В. Н., Петровская Н. В., Попов В. Н., Рожков И. С., Смирнов В. И., Шадлуи Т. Н. Геология рудных месторождений на XXII сессии Междуна. геол. конгресса. — В кн. «Проблемы геологии на XXII сессии международного геологического конгресса». Изд-во «Наука», 1966.
- Бородаевский М. Н., Шер С. Д. Метасоматическая порода из Мелентьевского месторождения на Урале. — Записки Всес. Мин. об-ва, 1958, 87, вып. 5.
- Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. — В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г., Шадлуи Т. Н., Ген-

- кин А. Д., Филимонова А. А. Текстура и структура ред. Изд-во АН СССР, 1958.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. — Геохимия, 1958, № 4.
- Беус А. А. Об эволюции состава высокотемпературных постмагматических растворов. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. — В сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.
- Беус А. А., Наджарян В. Н., Пашутин В. П. Некоторые результаты исследования pH растворов фтористых соединений в зависимости от изменения температуры и давлений. — В кн. «Экспериментальные исследования в области минералогии и геохимии редких элементов». М., 1967.
- Брызгалов О. В. О генезисе шеелита в месторождениях скарнового типа. — Геохимия, 1959, № 3.
- Брызгалов О. В. О влиянии состава растворов на подвижность вольфрама в гидротермальных условиях. — В кн. «Минералогия, геохимия и генезис вольфрамовых месторождений СССР». М., 1967.
- Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. Изд-во «Недра», 1965.
- Варюжина Р. А. Щелочной метасоматизм вмещающих пород полиметаллического месторождения, расположенного в гранитах. — Вестн. МГУ, 1955, № 3.
- Васильева Н. Н., Соломкина С. П. Типоморфные особенности флюорита и кварца (на основании изучения их физических и физико-химических свойств). Изд-во «Недра», 1965.
- Вербичев К. Х. Результаты минералоготермометрических исследований некоторых минералов Тырны-Ауза. — Труды Новочеркасск. политехн. ин-та, 1959, 103.
- Волярович М. П. Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. — В кн. «Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях». (Труды Ин-та физики Земли, 1966, № 37 (204)).
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Галдин Н. Е. Особенности строения баритовых агрегатов в колчеданной руде Белоусовского месторождения на Алтае. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.
- Гамьянин Г. Н. Парагенезисы рудных минералов золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района. — Геол. и геофиз., 1965, № 7.
- Гангев И. Т. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений. — Геохимия, 1962, № 10.
- Годлевский М. Н., Крацов Г. С., Слишко В. М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород, контактовый термометаморфизм углей вблизи трапповых интрузивов. — Геол. и геофиз., 1962, № 7.
- Говоров И. Н. Метасоматическая зональность десиликации при грейзенизации известняков. — Докл. АН СССР, 1958, 119, № 3.
- Говоров И. Н., Стунжас А. А. Формы переноса бериллия и зональность его месторождений при щелочном метасоматозе. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. Междуна. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Госгеолтехиздат, 1964.
- Говоров И. Н. Об изменении состава рудоносных дистиллятов в процессе кристаллизации гранитной магмы. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2. Прага, 1965.
- Говоров И. Н., Самарина Н. Г. О режиме кислотности растворов при образовании слюдиристо-альбитовых грейзенов. — В кн. «Геохимия и минералогия магматогенных образований». М., 1966.
- Григорчук Г. Ю. О стадиях минерализации. — Минерал. сборник Львовского ун-та, 1965, № 19. вып. 2.
- Григорьян Г. С. О некоторых закономерностях и условиях образования свинцово-сурьмяных руд. — Геохимия, 1960, № 1.
- Гуров Л. Л., Кондрашечкина В. Н. Зональность в распределении минералов на одном из оловянно-полиметаллических месторождений Приморья. — В кн. «Геохимия и минералогия магматогенных образований», М., 1966.
- Дербинов И. В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 1.
- Дударев А. Н., Шаратов В. Н. О механизме теплопереноса в контактовых зонах интрузивов. — Геол. и геофиз., 1965, № 11.
- Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского университета, 1950.
- Жариков В. А. Соответствие состава существующих пироксена и граната известковых скарнов. — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 170, № 2.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максимова Э. М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.

- «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Наука», 1965.
- Заварицкий А. Н.* Метаморфизм и метасоматоз в уральских колчеданных месторождениях. — В сб. «Колчеданные месторождения Урала». М., 1950.
- Зив Е. Ф., Тимофеев В. Д.* Шеелитонность скарнов восточных отрогов Кузнецкого Алатау. — Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 6.
- Зильберминц А. В.* Геология и генезис Иульгинского оловянно-вольфрамового месторождения. Изд-во «Наука», 1966.
- Иванова Г. Ф.* Термодинамическая оценка возможности переноса вольфрама в виде галлоидных соединений. — Геохимия, 1966, № 10.
- Иванкин П. Ф.* Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны сматия на Алтае. — Докл. АН СССР, 1959, 126, № 4.
- Иванкин П. Ф.* О соотношениях некоторых рудных формаций и их смесе по простиранию рудных поясов. — В кн. «Эндегенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Иншин П. В., Иншина В. И.* Гидротермальные изменения пород Заводинского рудного поля. — Труды Алтайск. горно-метал. н.-и. ин-та, 1960, 8.
- Игнатович В. И.* Дайки и молибдено-вольфрамовая минерализация Первомайского интрузива мезозойских гранит-порфиринов (Джидинское месторождение). — В сб. «Геолого-производственная информация Бурятского геологического управления», 1959, № 3.
- Казанли Д. Н.* Температурная связь интрузивных тел с зонами гипогенной минерализации. — Вестн. АН КазССР, 1948, № 4.
- Казанли Д. Н.* Расчет температурных полей интрузивных тел. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1949, вып. 11.
- Казанли Д. Н.* Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1952, вып. 12, № 115.
- Кигай И. Н.* О пульсационной теории, стадии гидротермального минералообразования и зональности оруденения. — В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Кигай И. Н.* Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Кокорин А. М., Кокорина Д. К.* Некоторые итоги изучения температуры образования рудоносного кварца на одном из оловянных месторождений в Приамурье. — В кн. «8-я конференция молодых ученых Дальнего Востока», 1965.
- Колонин Г. Р.* Условия образования самородного висмута и некоторые вопросы физико-химии гидротермальных растворов. — Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минерал. наук. 1965.
- Коржинский Д. С.* Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. — Труды Института геол. наук АН СССР, 1948, вып. 48, серия рудных месторождений, № 10.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С.* Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Коржинский Д. С.* Математическая модель опережающей волны кислотности. — Докл. АН СССР, 1966, 170, № 2.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Дмитриев Л. В., Негрей Е. В., Полюковой О. С., Руб М. Г., Сморгчов И. Е., Шипулин Ф. К.* Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерий генетических связей рудообразования с ними. — В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.
- Копылова Л. П.* К вопросу об изучении рН минерализующей среды метасоматических процессов. — Геол. и геофиз., 1963, № 6.
- Королев А. В.* Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Королев А. В., Бадалов С. Т.* О первичной зональности оруденения в Алмалыкском рудном поле. — Геол. рудн. месторожд., 1959, № 5.
- Кочергин В. Н.* К количественной теории изучения температурных полей, возникающих при внедрении и остывании гидротерм в трещинных каналах. — В кн. «Математические методы геохимических исследований». Изд-во «Наука», 1966.
- Кушнарев И. П.* Структура рудного поля Джидинского месторождения. Изд-во АН СССР, 1954.
- Лазаренко В. Г.* Метасоматические образования в вулканических толщах Закарпатья, геолого-структурные условия их формирования и связь с полезными ископаемыми. — В кн. «Карпато-Балканская геологическая ассоциация, V съезд, IV секция (экономическая геология)». Бухарест, 1963.
- Лазаренко В. Г.* О теплотах охлаждения и кристаллизации интрузии на разных глубинах. — Записки Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 3.
- Ларин В. Н.* Новые взгляды на закономерности размещения редкометалльных W—Mo—Be месторождений в Северном Прибайкалье и выделение площадей, перспективных для поисков скрытого оруденения на глубине 0,5—1 км. —

- В кн. «V научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ». М., 1967.
- Левицкий О. Д., Смирнов В. И.* Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на дневную поверхность. — Сов. геология, 1959, № 2.
- Лесняк В. Ф.* Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1964.
- Лисицина Г. А., Раудонис И. Л.* О кварц-альбитовом типе околорудного изменения вмещающих пород. — В кн. «Материал ко II конференции по околорудному метасоматозу». Л., 1966.
- Логинов В. П.* Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. — В сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.
- Логинов В. П.* Метаморфизм колчеданных руд месторождения Левиха (Средний Урал) у контактов с дайкой авгитового порфирита. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Логинов В. П., Русинов Р. А.* Новые данные по градации светопреломления хлоритов около некоторых колчеданных тел. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1956—1957 гг. М.
- Маракушев А. А.* Процессы окисления — восстановления в связи с режимом кислотности постмагматических растворов. — Геохимия, 1960, № 3.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 3.
- Марин Ю. Б.* Особенности становления гранитоидной интрузии малых глубин. — Записки Всес. мин. об-ва, 1967, 96, вып. 3.
- Мукасева З. Л., Благодарева Н. С., Говоров И. Н.* Растворимость сульфидов свинца и цинка в растворах карбонатов и галогенидов калия (по экспериментальным данным). — В кн. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Набоко С. И.* Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. — Сов. геология, 1962, № 1.
- Набоко С. И.* Метасоматоз пород и вертикальная зональность в областях современного минералообразования. — В кн. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». (Труды I конф. по околорудному метасоматозу). Л., изд-во «Недра», 1966.
- Наузов В. Б., Балицкий В. С., Хетчиков Л. Н.* О соотношении температур образования, гомогенизации и декрепитации газовойжидких включений. — Докл. АН СССР, 1966, 171, № 1.
- Николаев В. А.* К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. — В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Новоселова А. В.* Фтористый бериллий и фторбериллаты. — Успехи химии, 1959, 28, № 1.
- Нехорошев В. П.* Тектоника и металлогения Алтая и Калбы. Госгеолтехиздат, 1951.
- Овчинников Л. Н.* Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С.* Перенос металлов в виде комплексных соединений. — Труды VII сов. по эксп. минералогии и петрографии. М., 1966.
- Онтоев Д. О.* О составе и условиях образования железистых хлоритов в некоторых гидротермальных месторождениях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Онтоев Д. О.* Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчегрангинского месторождения (Восточное Забайкалье). Геол. рудн. местор., 1960, № 5.
- Онтоев Д. О.* Об условиях формирования некоторых рудных жил Букукинского месторождения. — Геол. рудн. местор., 1962, № 3.
- Онтоев Д. О.* Особенности висмутовой минерализации в некоторых месторождениях кварц-сульфидно-вольфрамитовой формации Восточного Забайкалья. — В сб. «Минералы СССР», 1964, вып. 15.
- Онтоев Д. О.* О закономерностях проявления гипогенной зональности в некоторых редкометалльных рудных формациях Восточного Забайкалья. — В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Онтоев Д. О.* О возможной роли фторогидросульфидных комплексов в переносе металлов рудоносными растворами при образовании некоторых редкометалльных месторождений. — В кн. «Геология, минералогия и генезис вольфрамитовых месторождений СССР». М., 1967.
- Онтоев Д. О.* Особенности гидротермальных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля. — В кн. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969.
- Онтоев Д. О., Батова А. И.* Некоторые особенности распределения редких щелочных металлов и натрия в калиевых полевых шпатах постмагматических образований Джидинского рудного поля. — Записки Всес. мин. об-ва, 1969, 98, вып. 1.
- Онтоев Д. О., Здобнова С. И. и Дудыкина А. С.* Некоторые закономерности в распределении редких щелочей (Li, Rb и Cs) и других элементов-примесей в слюдах редкометалльных месторождений Джидинского рудного поля. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.
- Ольшанский И. Я., Иваненко В. В.* Меха-

- низм переноса вещества при образовании гидротермальных месторождений сульфидов (экспериментальные исследования).— Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.
- Пампура В. Д., Кочергин В. Н.* Одномерная модель температурного поля при внедрении и остывании гидротерм в пределах жильных каналов.— В кн. «Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1965.
- Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудн. местор., 1965, 7, № 1.
- Петровская Н. В.* О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— Геол. рудн. местор., 1967, 9, № 2.
- Пэк А. А., Лукин Л. И.* Структура и генезис месторождения Кти-Тиберда (Кургашин-чат).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 84, сер. петр., № 27.
- Радкевич Е. А.* Метаморфизм руд Синанчи.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 3.
- Радкевич Е. А.* О типах вертикальной и горизонтальной зональности.— Сов. геология, 1959, № 9.
- Радкевич Е. А.* О связи оловорудных, олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений с магматизмом.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н.* О проявлениях динамометаморфизма руд в касситеритово-сульфидных месторождениях Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Рехарский В. И.* О зональности в строении ореола гидротермально измененных пород, вмещающих редкометалльные жилы.— Геохимия, 1957, № 3.
- Розанов Ю. А., Тигон В. Н.* Роль физико-механических свойств горных пород в локализации оруденения на Кансайском рудном поле.— В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». М., 1965.
- Розанов Ю. А.* Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения.— Геол. рудных местор., 1961, № 2.
- Рундквист Д. В.* О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, ч. 95, вып. 5.
- Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Грейзеновая формация метасоматических пород и особенности ее проявления.— В кн. «Проблемы метасоматизма». Изд-во «Недра», 1970.
- Рыженко Б. Н., Хитаров Н. И.* О кислотности и щелочности водных растворов в условиях повышенных температур и давлений.— Геохимия, 1961, № 10.
- Рябчиков И. Д.* Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов.— Геол. рудн. местор., 1967, 9, № 6.
- Скрипченко Н. С.* Окислительно-восстановительные условия среды как причина первичной зональности в некоторых месторождениях меди.— Геохимия, 1963, № 4.
- Смирнов В. И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел.— В кн. «Генетические проблемы руд. Проблема № 16». Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов В. И.* Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Соболев Б. П.* Устойчивость фторбериллатов щелочных элементов в гидротермальных условиях.— Геол. рудн. местор., 1964, № 3.
- Соболев Б. П., Пашугин В. П.* Фторидный перенос бериллия в надкритических (паровых) условиях.— Труды ИМГРЭ, 1963, вып. 18.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю.* Метасоматическая зональность, процессы образования алунита.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Спицын В. И.* К вопросу о строении акваполи- и гетерополисоединений.— Ж. неорг. химии, 1957, вып. 3.
- Спицын В. И., Пирогова Г. Н.* Исследование растворов паравольфрамата натрия методом диализа.— Ж. неорг. химии, 1957, вып. 3.
- Спицын В. И., Мяткеж П. Я.* Исследование фосфорно-вольфрамовой и лютеофосфорновольфрамовой кислот в сильнокислой среде.— Ж. неорг. химии, 1959, IV, вып. 4.
- Стырикович М. А.* Исследование растворимости малолетучих соединений в водном паре высокого давления.— В сб. «Термодинамика и строение растворов». Изд-во АН СССР, 1959.
- Сы-ю-дун.* К вопросу селективности минералообразования редких элементов в послемагматическом метасоматическом процессе.— Scientia Sinica, 1963, XII, № 11.
- Тарасов В. А.* Некоторые закономерности формирования скарново-полиметаллических месторождений Курусая.— Геохимия, 1966, № 7.
- Тимофеевский Д. А.* О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья.— Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 31.
- Ушаков О. П.* Зависимость «опережающей волны» кислотных компонентов от скорости фильтрации гидротермального раствора.— Записки Всес. мин. об-ва, 1967, ч. 96, вып. 3.
- Фаворская М. А.* О связи оловянного оруденения с магматизмом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Федорчук В. П.* Проблемы рудной зональности на XXII сессии Международного геологического конгресса в Дели.— В кн. «Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологи-

- ческого конгресса). Изд-во «Наука», 1966.
- Филлимонова А. А.** Рудообразующие минералы и их сростания как геологические термометры. — В кн. «Минералогия, термометрия и барометрия». М., 1965.
- Филлимонова А. А.** Об ассоциациях сульфидантимонитов свинца в рудах Дарусунского месторождения. — Геол. рудн. местор., 1967, № 2.
- Филикин М. Ю.** К проблемам адуляризации вулканогенных пород в связи с оруденением. — В кн. «Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу». Л., 1966.
- Хайдук И.** Полимерные комплексные соединения. — Успехи химии, 1961, 30, № 9.
- Хетчиков Л. Н., Гарбузов П. С.** Температурная зональность свинцово-цинковой минерализации в пределах Тетюхинского рудного поля. — Геол. и геофиз., 1965, № 6.
- Хетчиков Л. Н.** О температуре растрескивания сфалерита и галенита из некоторых оловянно-вольфрамовых месторождений Приморья. — В кн. «Геохимия и минералогия магматических образований». М., 1966.
- Хисамутдинов М. Г.** Кварц-микроклиновые метасоматические породы из полиметаллических месторождений Алтая. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Хитаров Н. И.** Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях. — Докл. АН СССР, 1952, 94, № 3.
- Хитаров Н. И., Рыженко Б. Н.** К оценке рН гидротермальных растворов. — Геохимия, 1963, № 12.
- Ходаковский И. Л.** О гидросульфидной форме переноса тяжелых металлов в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1966, № 8.
- Хренов П. М.** Об одном случае литологического контроля вольфрамового оруденения. — Докл. АН СССР, 1955, 100, № 5.
- Хренов П. М.** К вопросу о соотношении скарнов и грейзенов. — Докл. АН СССР, 1957, 115, № 4.
- Чайковский В. К.** Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Гостеолтехиздат, 1960.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П.** О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана. — В кн. «Проблемы генезиса руд», Гостеолтехиздат, 1964.
- Шадлун Т. Н.** Некоторые признаки метаморфизма в колчеданных рудах (месторождение им. III Интернационала). — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шадлун Т. Н.** О некоторых метаморфических текстурах и структурах руд. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 2.
- Шадлун Т. Н.** Перекристаллизация руд при процессах метаморфизма. — В кн. «Текстуры и структуры руд», 1958.
- Шадлун Т. Н., Розанов Ю. А.** Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 3.
- Шахов Ф. Н.** Принципы систематики эндогенных рудных месторождений. — Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Шахов Ф. Н.** О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. — В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., 1960.
- Шашкина В. А.** Зависимость окolorудных изменений вмещающих пород от особенностей химизма интрузивных пород на примере одного касситерит-сульфидного месторождения Приморья. — В кн. «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., 1966.
- Шмакин Б. М., Кириллов А. И., Рыбакова М. М.** К геохимии щелочных металлов (K, Na, Li и Rb) в микроклинах и мусковитах пегматитов Мамского района. — В кн. «Геохимия редких элементов в изверженных горных породах». Изд-во «Наука», 1964.
- Шмидт А. И., Ширай Е. П.** Адуляризация — новый тип околорудных изменений на некоторых колчеданных месторождениях Южного Урала. — Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966.
- Шипулин Ф. К.** К теории процессов контактового метаморфизма. Геол. рудн. местор., 1960, № 5.
- Шипулин Ф. К.** Дайки гранитоидов и некоторые особенности генезиса рудоносных растворов. Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13. Гостеолтехиздат, 1960.
- Шипулин Ф. К.** Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. — Геол. рудн. местор., 1963, № 2.
- Щербаков Ю. Г.** О парагенетических ассоциациях и ионных плотностях элементов в рудных месторождениях. — Геохимия, 1963, № 7.
- Щербина В. В.** Существуют ли тиосульфаты в гидротермальных растворах? — Геол. рудн. месторожд., 1964, № 3.
- Щербина В. В.** Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. — В кн. «Вопросы геохимии и минералогии». М., 1956.
- Щербина В. В.** К вопросу о зональности рудных месторождений (факторы, влияющие на зональность отложения). — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Щербина В. В., Якубович К. И.** Границы изоморфной смеси в зависимости от генетических условий. — В кн. «Химия земной коры», т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Щукин С. И.** О возможности применения коэффициента окисленности железа для классификации вулканогенных пород. — Геохимия, 1963, № 8.
- Яцмирский К. Б., Алексеева И. И.** О состоянии молибденовой кислоты в сла-

- бокислых растворах. — Ж. неорг. химии, 1959, IV, вып. 4.
- Яковлев Л. И.* Гидротермально-метасоматические породы колчеданных рудных полей Северо-Востока Центрального Казахстана. — Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.
- Barnes H. L.* Mechanism of mineral zoning. — Econ. Geol., 1962, 57, N 1.
- Barnes H. L.* Environmental limitations to mechanisms of ore Transport. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Barnes H. L., Kullerud F.* Equilibria in sulfur-containing aqueous solutions in system Fe — S — O and their correlation during ore deposition. — Econ. Geol., 1964, 56, N 4. (см. русск. пер.: «Равновесия в системе Fe — S — O в водных растворах, содержащих серу, и их корреляция с рудоотложением». — В кн. «Проблемы эндогенных месторождений», 1966, вып. 3).
- Barton P. B.* The chemical environment of ore deposition and problem of low-temperature ore transport. — Researches of Geochemistry, 1959 (см. русск. пер.: «Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре». — В сб. «Проблемы эндогенных рудных месторождений», 1960).
- Borgos M., Maniligi V.* Geothermometric analysis — a criterion for the determination of thermodynamic conditions of hydrothermal mineralization. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Brown I. S.* An alternative to the zoning of ores genesis. — 18th Intern. Geol. Congr. Rept., 1950, pt. II.
- Butler B. S., Burbank W. S.* Relation of electrode potentials of some elements to formation of hypogene ore deposits. — Amer. Inst. Min. Engineers Trans., Yearbook, 1929.
- Garrels R. M.* Some free energy values from geologic relations. — Amer. Min., 1957, 42.
- Garrels R. M.* Mineral equilibria. N. Y., 1960.
- Giusca D.* Die adularisierung der Vulkanite in der gegeng von Baia Mare. — Acta Geol. Acad. Sci., Hungarica, 1961, 7, fass. 1/21.
- Giusca D., Maniligi V., Stiopol V.* Contribution à l'étude du gisement de Baia Sprie (Région de Baia Mare). Карпатско-Балканская геол. ассоциация, V съезд, т. II, секция I — Минералогия-петрография, Бухарест, 1963.
- Franck E. U.* Hochverdichteter wasserdampf. — Z. Phys. Chem. N. F., 1956, 8.
- Hemley I. I.* Some mineralogical equilibria in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. — Amer. J. Sci., 1959, 257, N 4.
- Helgeson H. C.* Complexing and hydrothermal ore deposition. — Oxford, 1964. (Русск. перевод: «Комплексообразование в гидротермальных растворах». Изд-во ИЛ, 1967).
- Jaeger J. C.* The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet. — Am. Jour. of Sci., 1957, 255, N 4.
- Jaeger J. C.* Temperature outside of cooling intrusive sheet. — Am. J. of Sci., 1959, 257, N 1.
- Jaeger J. C.* The cooling of irregularly shaped igneous bodies. — Amer. J. of Sci., 1961, 259, № 10.
- Ingersoll L. R., Zobel O. J.* Mathematical theory of heat conduction. Ginn Co., 1943.
- Ingerson E.* Methods and problems of geological thermometry. — Econ. Geol., 50th Anniv. vol., 1955 (см. русск. пер.: «Методы и проблемы геологической термометрии». — В кн. «Проблемы рудных месторождений». ИЛ, 1959).
- Iwasaki H.* Thermodynamic consideration on the origin of the zonal arrangement of ore deposits. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II. Прага, 1965.
- Johannes W., Winkler H. G. F.* Transport von Feldspaten und Quartz im Temperaturgefalle. — Beitr. zur Miner. und Petrographie. 1965, Bd. 11, Hf 3.
- Lane A. C.* Geological report on Isle Royale, Michigan. — Michig. Geol. Surv., 1899, 6.
- Laffitte P.* Régime thermique — au voisinage d'un filon hydrothermal. — C. R. Acad. Sc., 1958, 246. Laffitte P. Régime thermique rîle de pression — le coefficient de diffusion thermique en geochronologie. — В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Larsen E. S.* Time required for the crystallisation of the great batholith of Southern and Lower California. — Amer. J. Sci., 1945, 243-A.
- Lovering T. S.* Theory of heat conduction applied to geological problems. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1935, 46.
- Лавринг Т. С.* Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов недосыщенных сульфидами. — В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. М., 1961.
- Lovering T. S.* Temperatures in and near intrusions. — Econ. Geol., 1945, 50th Anniv. (см. русск. пер.: «Температура внутри и вблизи интрузий». — В сб. «Проблемы рудных месторождений». ИЛ, 1959).
- Nagasawa K.* Mineralisation at the Mikawa mine, Northeastern Japan. — J. of Earth Sci., Nagoya Univ., 1961, 9, N 1.
- Orville R. M.* Alkall metasomatism and feldspars. — Norsk. Geol. Tidck, 1962, 42.
- Orville R. M.* Alkall ion exchange between vapour and feldspar phases. — Amer. J. Sci., 1963, 261.
- Park C. F.* The zonal theory of ore deposits. — Econ. Geol., 1955, 50th Anniv. (см. русск. перевод: «Теория зональности рудных месторождений». — В сб. «Проблемы рудных месторождений», 1959).
- Park C. F.* — The problem of vertical zoning. — Econ. Geol., 1957, 52, N 5.

- Park C. F., MacDiarmid R. A.* Ore deposits, 1964 (см. русск. пер.: «Рудные месторождения». «Изд-во» «Мир», 1966).
- Queneau A. L.* Size of grain in igneous rock in relation to distance from the cooling wall. — Columbia Univ. School of Mines Quart., 1903, 23.
- Ramdohr P.* Über schapbachit, Matildit und der Silbor- und Wismutgehalt manche Bleiglanze. — Abh. Preus. Akad.—Wiss. Math. nat. kl., 1938, N 6.
- Rieman.* Partielle Differential-Gleichungen, Braunschweig, Vieweg, 1882.
- Robinson S. C.* Synthesis of lead sulfoantimonites. — Econ. Geol., 1948, 33, N 4. (см. русск. пер.: «Синтез сульфоантимонитов свинца». — В сб. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». ИЛ, 1950).
- Szadeszky-Kardoss E.* Studies über die geochemische migration der Elemente. III Teil: Über die Rolle der oxydationsgrade, der Ionenwichten und der Ionenpotentiale in der desteinsmetamorphose. — Acta geol. Acad. Sci. Hungarical, teil II, Fasc., 1954, 3/4.
- Smith F. G.* Historical development of inclusion thermometry. Univ. of Toronto, Press. Toronto, 1953 (см. русск. пер.: «Геологическая термометрия по включениям в минералах». ИЛ, 1956).
- Schneiderchön H.* Time-temperature curves in relation to mineral associations in cooling intrusions. — Econ. Geol., 1934, 39.
- Sullivan C. I.* Heat and temperature in ore deposition. — Econ. Geol., 1957, 52, № 1. (см. русск. пер.: «Величины теплоемкости и температур при рудообразовании». — В кн. «Проблемы эндогенных рудных месторождений». Изд-во «Мир», 1960).
- Terneaur F. S.* A Comparatibe study of maior ore deposits of Central Bolivia. — Econ. Geol., 1960, 55, № 2—3.
- White C. H.* The abyssal vesus the magmatic theory of ore genesis. — Econ. Geol., 1945, 40.
- Van Hook K. I.* The ternary system Ag_2S — Bi_2S_3 — PbS . — Econ. Geol., 1960, 55.

И. Н. Кузай О ПУЛЬСАЦИОННОЙ ТЕОРИИ
И КРИТЕРИЯХ СТАДИЙНОСТИ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

СОДЕРЖАНИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ПУЛЬСАЦИОННОЙ КОНЦЕПЦИИ

Существующие представления. Практически с самого начала разработки геологами вопросов зональности гидротермального оруденения возникли и существуют с незначительными изменениями до сих пор две основные концепции зональности и гидротермального минералообразования вообще: одна — пульсационная, и вторая, которую можно было бы назвать эволюционной¹. Среди современных сторонников эволюционной концепции можно назвать Альфельда, Д. С. Коржинского, Парка (младшего). К сторонникам пульсационной теории относится преобладающее большинство геологов, изучающих рудные месторождения в Советском Союзе; из зарубежных геологов можно, например, назвать Лавринга, Тернора, Ватанабе, Кутину и др.

Пульсационная концепция была разработана трудами Хиллса, Кнопфа, Хьюлина, С. С. Смирнова, Росса, Шумахера, И. В. Дербикова и других геологов (Hills, 1915; Knopf, 1924, Hulin, 1929, Смирнов, 1933; Ross, 1935; Schumacher, 1936; Дербиков, 1937). Отметим, что названные исследователи еще не предлагали для нее какого-либо названия. Концепция получила широкое распространение в СССР после появления известной статьи С. С. Смирнова (1937), где была ясно и энергично сформулирована:

«Не столько «изменения в пространстве», сколько «изменения во времени» рудных растворов,— пишет С. С. Смирнов,— ответственны за образование различных рудных формаций вокруг остывающего интрузива. Металлоносный очаг в течение долгого периода своего развития — остывания интрузива — отдельными вспышками выделяет газово-жидкие растворы последовательно отличного состава. Процесс дигидратации в большинстве случаев представляется не непрерывным, а прерывным, пульсирующим».

Стадийность гидротермального процесса, являющуюся следствием пульсирующего поступления растворов, подчеркивали Хиллс, Кнопф, Хьюлин и Росс, на которых ссылается в своей статье С. С. Смирнов. Из зарубежных сторонников и создателей пульсационной концепции наиболее четко она сформулирована Россом в монографии о генезисе медных месторождений Южных Аппалачей:

«Представляется очевидным, что периодически происходившие подвижки, возможно, не очень значительные по масштабам, приводили к открытию или подновлению жильных трещин и создавали возможность поступления растворов в них. Признаки интенсивного дробления значительной части жильного вещества, по-видимому, указывают на создававшуюся временами повышенную пористость и проницаемость жил для растворов, вызванную такими подвижками, которые и давали начало новой стадии (stage) минералообразования. При трещинообразовании вскрывались каналы, по которым из залегающего на глубине дифференцирующегося магматического очага поднимались активные горячие растворы. Отложение новых минералов из этих растворов приводило к постепенному заполнению жильных полостей и закупорке подводящих каналов, вследствие чего жилы практически изолировались от источника

¹ Из числа нескольких выдвигавшихся названий этих концепций автору представляются предпочтительными используемые здесь.

растворов. Возобновление подвижек создавало возможность для нового поступления растворов, но тем временем состав растворов в дифференцирующемся очаге успевал значительно измениться, поэтому более поздние минеральные ассоциации резко отличаются по составу от возникших ранее» (Ross, 1935, p. 44).

Эволюционная концепция, возникшая как естественная первая попытка объяснения наблюдаемой зональности в рудных месторождениях Европы, развивалась первоначально европейскими геологами — в середине прошлого века Смитом (см. Collins 1912, p. 298), затем Де Лоне, Коллинзом и Уоллером (De Launay 1900, Collins, 1902, 1912, Waller, 1904). Особенно широкое и полное освещение она получила в работах американских геологов Спера и Эммонса (Spurr, 1907, 1909, 1912, 1915, Emmons, 1924, 1927, 1933, 1936, 1937). Согласно представлениям двух последних геологов, минералообразующие растворы поступают в сферу рудоотложения единым непрерывным потоком и концентрически зональное рудоотложение вокруг гранитоидных массивов обусловлено в основном изменением состава растворов в пространстве в связи с отложением более ранних минералов и влиянием на отложение руд температуры, уменьшающейся по мере удаления от интрузива. Изменение состава исходных растворов во времени в очаге Спером и Эммонсом не постулировалось. По рассматриваемой концепции зональности типичным случаем должно быть отложение более низкотемпературных минералов позже и дальше от магматического источника, чем более низкотемпературных, что и получило отражение в схеме зональной колонки месторождений, предложенной Спером (Spurr, 1907) и позднее подновленной и расширенной Эммонсом:

Следует заметить, что оба указанных исследователя знали о существовании отклонений от их схем и находили им объяснение в рамках своих представлений. Так, по Сперу, в силу длительности процесса минералообразования могут иметь место три варианта условий:

а) если в ходе минералообразования происходит остывание интрузива, то зональная колонка со временем сжимается, и на более высокотемпературные зоны накладывается более поздняя и более низкотемпературная минерализация, что приводит к пересечению ранних минеральных ассоциаций поздними;

б) если материнский очаг поднимается в период минералообразования, то в каждом сечении зональной колонки на раннюю минерализацию накладывается относительно более высокотемпературная поздняя минерализация (Спер иллюстрировал это примером месторождения Тоннопа в Неваде — Spurr, 1915);

в) если распределение изотерм в период минералообразования не меняется, то зональная колонка сохраняется в чистом виде.

Эммонс дополняет этот список. По его мнению, искажения идеальной концентрической зональности могут быть вызваны следующими причинами:

а) перекрытием месторождений, связанных с разными очагами;

б) поднятием или опусканием очага в период рудоотложения;

в) пространственным совмещением руд разных эпох минералообразования;

г) другими, еще не выясненными причинами.

В критике концепции Эммонса и в обосновании своей концепции, в дальнейшем получившей название «пульсационной», С. С. Смирнов обратил основное внимание на доказательство разобщенности отдельных зон эммонсовского ряда и многостадийности минералообразования. Но из сказанного выше можно понять, что если многостадийность доказывается лишь на основе пересечений и различий минерального состава одновременных минеральных ассоциаций, то она может быть объяснена в рамках представлений Спера и Эммонса, не противоречит их концеп-

ции. Присутствие безрудных участков между отдельными зонами и неполнота проявления зональных колонок в тех или иных случаях также не противоречат представлениям о едином непрерывном потоке растворов, ибо могут быть объяснены дискретностью рудоотложения на фоне постепенного изменения физико-химических условий¹ и металлогенической специализацией отдельных очагов.

Таким образом, доказательства пульсационной концепции, представленные Россом (Ross, 1935), С. С. Смирновым (1937) и другими сторонниками этой концепции, оказываются недостаточными.

Именно недостаточной обоснованностью пульсационной концепции можно объяснить критику ее со стороны Д. С. Коржинского (1958, и ряд более поздних работ), а также живучесть концепции Спера и Эммонса во взглядах некоторых ведущих зарубежных геологов — Альфельда, Парка и других (Ahlfeld, 1957; Park, 1955, 1963).

Анализ геологических данных последних трех десятилетий с использованием достижений теории и эксперимента позволяет в настоящее время строго доказать пульсационную концепцию и перевести ее в разряд теорий (Кига́й, 1966₂). Доказательства эти будут ясны из дальнейшего изложения.

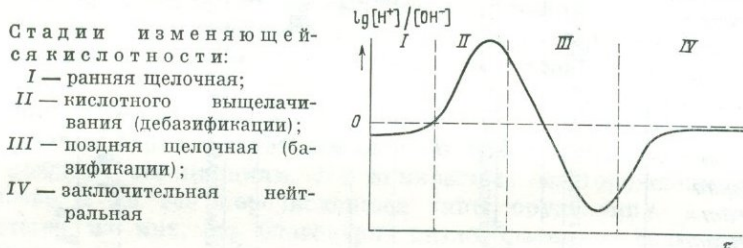
Д. С. Коржинский критикует пульсационную концепцию, исходя из своих представлений о гидротермальной кислотно-основной дифференциации. Сущность их заключается в следующем. При гидротермальном минералообразовании кислотность растворов первоначально повышается, что приводит к изменениям вмещающих пород и выщелачиванию из них металлов в порядке убывающей их основности, а пористость пород при этом возрастает, что благоприятствует проникновению растворов во вмещающие породы и расширению зон измененных пород. Затем кислотность растворов понижается, что приводит к отложению выщелоченных ранее веществ в обратном порядке, по возрастанию их основности, а понижение пористости при таком переотложении приводит к локализации выделяющихся минералов преимущественно в трещинах или непосредственно около последних. Порядок выщелачивания компонентов устанавливается по последовательности перехода компонентов «во вполне подвижное состояние» от зоны к зоне в метасоматической колонке, начиная от неизмененных пород и кончая внутренней (тыловой) зоной колонки, прилегающей к трещине или к рудной жиле. Порядок переотложения выясняется путем установления последовательности отложения минералов в жилах.

Д. С. Коржинский полагает, что в типичном случае в ходе обычного гидротермального процесса, связанного с одной фазой магматизма, проявляется всего одна «волна кислотности» (фиг. 1): сначала кристаллизующийся гранитоидный расплав выделяет щелочные растворы, в связи с воздействием их на вмещающие породы возникают магнезиальные и затем известковые скарны; к концу кристаллизации интрузива остаточные растворы обогащаются кислотными компонентами и дают начало кислотным гидротермам, воздействие которых на породы приводит к возникновению грейзенов и других кислотных метасоматитов, а далее по мере понижения кислотности растворов происходит переотложение выщелоченных оснований и отложение рудного вещества; из близких к нейтральным растворам конца гидротермального процесса образуются практически безрудные кварцевые и карбонатные жилки. Таким образом, справедливо критикуя С. С. Смирнова за то, что последний недостаточно учитывал эволюцию растворов в пространстве, сам Д. С. Коржинский рассматривает суммарную эволюцию растворов одной металлогенической эпохи отрицая прерывистость выделения растворов из магмы, а, следовательно,

¹ О наличии в зональных колонках безрудных зон писали и Спер, и Эммонс.

но, и стадийность гидротермального процесса¹. Правда, возможно, в связи с выступлениями ряда геологов — исследователей рудных месторождений (Петровская, 1960; Щеглов, 1963; Кигай, 1963; 1966_{1,2}; Григорчук, 1965; см. также Дубровский, Константинов, 1965) — в последних работах Д. С. Коржинский уже склонен принципиально признавать возможность возникновения «волны кислотности» в каждом новом потоке гидротермальных растворов, «хотя бы и связанных с одной формацией магматических пород», однако продолжает считать типичным непрерывный гидротермальный процесс с одной «волной кислотности» (Коржинский, 1966).

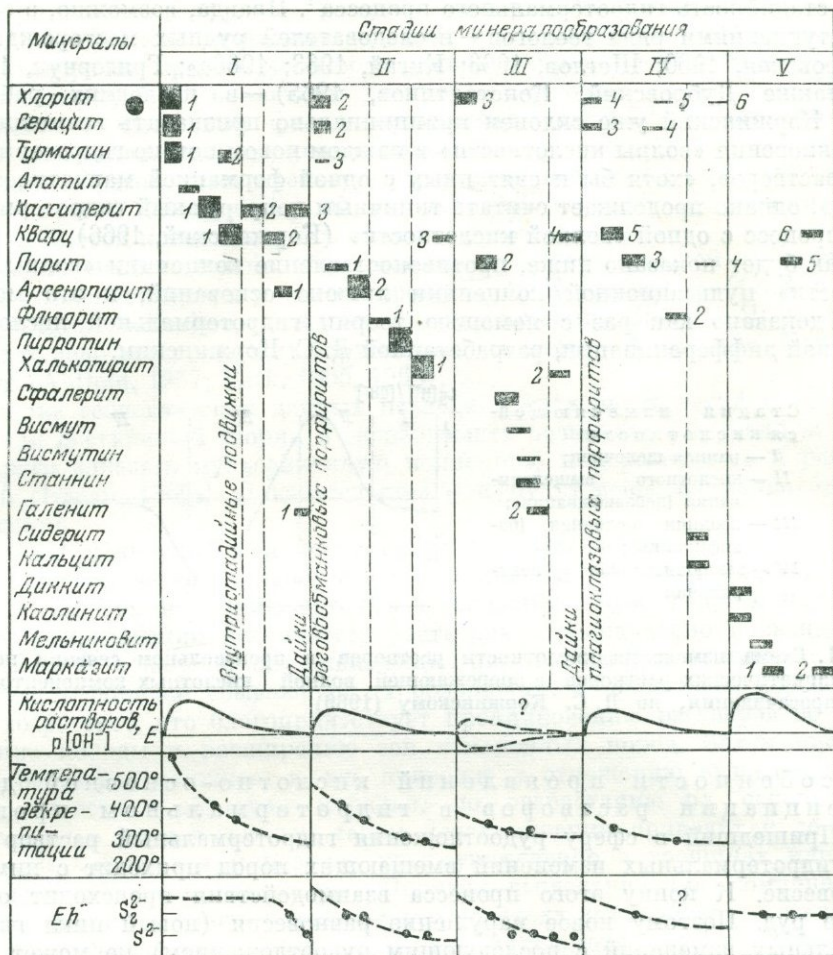
Как будет показано ниже, противопоставление концепции «волны кислотности» пульсационной концепции лишено оснований, и это может быть доказано как раз с помощью теории гидротермальной кислотно-основной дифференциации, разработанной Д. С. Коржинским.



Фиг. 1. Схема изменения кислотности растворов в произвольном сечении потока послемагматических растворов с опережающей волной кислотных компонентов по мере просачивания, по Д. С. Коржинскому (1969)

Особенности проявлений кислотно-основной дифференциации растворов в гидротермальном процессе. Пришедший в сферу рудоотложения гидротермальный раствор путем гидротермальных изменений вмещающих пород приходит с ними в равновесие. К концу этого процесса взаимодействия происходит отложение руд. Поэтому новое нарушение равновесия (новый цикл гидротермальных изменений с последующим рудоотложением) не может возникнуть без поступления нового потока растворов, еще не реагировавших с породами в сфере рудоотложения. Можно показать, что на многих месторождениях, формирующихся в связи с одним комплексом изверженных пород, имел место несколько циклов кислотно-основного взаимодействия. Для Лифудзинского оловорудного месторождения (см. фиг. 2) это уже было доказано автором ранее (Кигай, 1966_{1,2}). Изучение многих других месторождений сложного минерального состава позволяет говорить о типичности многостадийного (в нашем понимании) процесса для всего гидротермального минералообразования любой металлогенической эпохи. Это подтверждается опубликованными данными различных исследователей, если их анализировать с учетом рассмотренных ниже критериев стадийности. Подтверждения многостадийности автор получил и в своих наблюдениях 1953—1970 гг. на месторождениях редких и цветных металлов Приморья, Восточного Забайкалья, Центрального Казахстана, Средней Азии, Якутии и Карелии. Промышленные месторождения многих металлов оказываются, как правило, многостадийными, так как при их формировании проявлялась не одна, а несколько «волн кислотности». Существенные данные о ходе эволюции кислотности

¹ Советские и зарубежные геологи, изучающие рудные месторождения, пользуются термином «стадия минерализации» в совершенно определенном смысле, вытекающем из представления о прерывистости поступления растворов (подробнее об этом см. ниже). Во избежание путаницы следует помнить, что Д. С. Коржинский термину «стадия» не придает такого фиксированного значения.



Фиг. 2. Схема минералообразования на Лифудзинском оловорудном месторождении по И. Н. Кигаю (1966), с дополнениями

рудообразующих растворов может доставить сравнительное изучение различных типов метасоматитов и сопряженного с ними оруденения. Можно назвать целый ряд формаций метасоматитов, с каждой из которых генетически связан, как правило, довольно ограниченный набор вариантов сопряженной рудной минерализации (Kigai, 1970):

- со скарнами — магнетитовое, борное, возможно, шеелитовое (если последнее не наложено на скарны подобно оловянной и свинцово-цинковой минерализации, которая обычно предваряется гидротермальными изменениями скарнов);

- с калишчатитовыми метасоматитами — ториево-редкоземельное, урановое и молибденовое, в близповерхностных условиях — золотое;

- с альбититами — тантало-ниобиевое, бериллиево, урановое, реже шеелитовое и молибденовое;

- с грейзенами — вольфрамовое, оловянное, бериллиево, молибденовое, висмутовое или комплексное с участием всех или некоторых названных металлов II;

- с турмалинитами — оловянное, золотое;

- с березитами — золотое, свинцово-цинковое, урановое, иногда губнеритовое;

с серицитолитами — бериллиевое, медное, свинцово-цинковое, ртутное, мышьяковое, сурьмяное;

с хлоритолитами — свинцово-цинковое, оловянное;

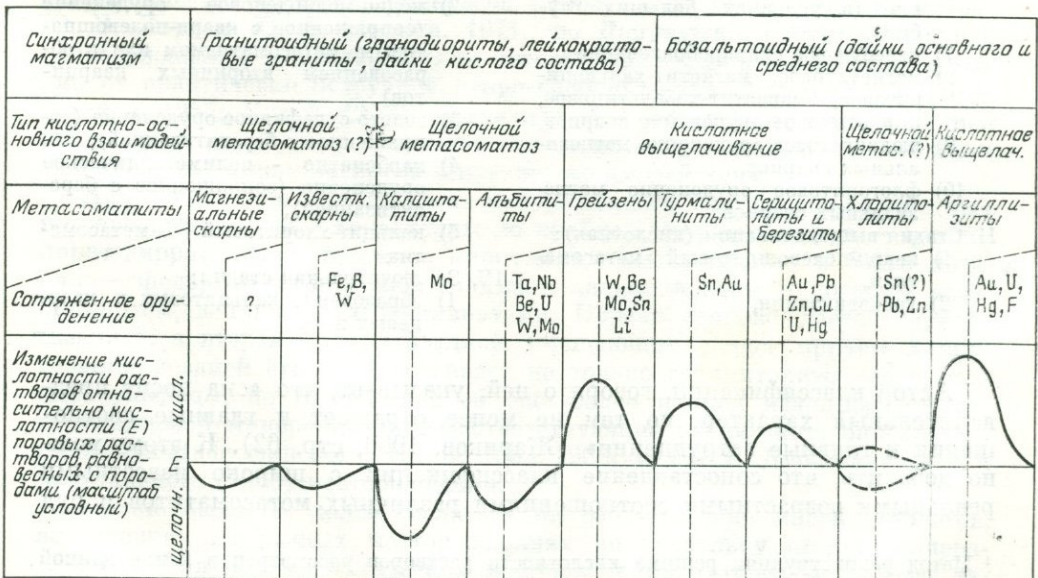
с аргиллизитами — золотое, урановое, флюоритовое;

со вторичными кварцитами — медно-молибденовое, золото-серебряное оруденение, залежи самородной серы и алунита.

Почти все указанные типы метасоматитов возникают нередко в один металлогенетический цикл, сопровождаясь во многих случаях одним из типов характерной для них сопряженной рудной минерализации; на протяжении цикла названные метасоматиты образуются в той же последовательности, в какой они выше перечислены, исключая вторичные кварциты, которые характерны только для близповерхностных условий.

Другое отклонение от приведенной последовательности наблюдается на многих молибденово-вольфрамовых месторождениях, в которых после грейзенизации и сопряженного с нею оруденения нередко проявляются вновь калишпатизация и альбитизация, как правило, не сопровождающиеся сколько-нибудь существенным оруденением (Павлова, 1967; Штемпрок, 1967). Последовательность сопряженной с метасоматитами рудной минерализации соответствует понижению температур отложения от ранних к поздним ассоциациям. На конкретных месторождениях, разумеется, развиты не все перечисленные типы оруденения, а чаще всего два—четыре из них, но благодаря разнообразному сочетанию типов оруденения на разных месторождениях одного возраста в пределах единой рудной провинции можно с той или иной полнотой реконструировать весь ряд в целом (фиг. 3).

Если исходить из общей последовательности метасоматитов: магнезиальные и известковые скарны — калишпатиты — альбититы — грейзены — турмалиниты — березиты и вообще серицитолиты — хлоритолиты — аргиллизиты, то можно прийти к выводу об эволюции растворов по кислотности от почти нейтральных или слабощелочных (скарны) к сильнощелочным (калишпатизация) с дальнейшим понижением щелочности (альбитизация), затем к существенно кислым (грейзенизация) с последующим понижением кислотности (от березитов до хлоритолитов), воз-



Фиг. 3. Схема типовой последовательности гидротермального минералообразования одного металлогенетического цикла (исключая приповерхностные и эксгальационно-осадочные эвгеосинклинальные образования)

можно, до почти нейтральных¹. В самом конце гидротермального процесса на некоторых месторождениях проявляется резкое повышение кислотности растворов (каолинизация или диккитизация). Так что, не считая предположительного роста щелочности в самом начале и последней вспышки кислотности, в целом изменение кислотности растворов как будто бы согласуется с представлениями Д. С. Коржинского об эволюционном развитии гидротермального процесса при одной «волне кислотности».

Но если буквально следовать взглядам Д. С. Коржинского, следует далее предположить, что практически все упомянутые типы метасоматитов возникают ранее отложения руд, в «раннюю щелочную» и последующую «стадию возрастающей кислотности», и только после этого в «стадию отложения» или «стадию понижающейся кислотности» происходит отложение собственно руд, которое завершается выделением безрудных жилков кварца и кальцита в конечную «нейтральную» стадию гидротермального мегацикла. Подобная схема с незначительными отклонениями выдержана в классификации гидротермальных процессов, предложенной В. А. Жариковым (Жариков, Омеляненко, 1965; Жариков, 1966).

В отношении месторождений и процессов, связанных с интрузивами гранитоидной формации, классификация эта выглядит так:

А. Магматическая стадия

- 1) ороговикование и прогрессивный метаморфизм,
- 2) фельдшпатизация,
- 3) магнезиальный метасоматоз,
- 4) магнезиальное скарнообразование.

Б. Постмагматические стадии:

I. Ранняя (щелочная):

- 1) ороговикование и регрессивный метаморфизм,
- 2) калишпатизация,
- 3) альбитизация,

3-а) щелочной метасоматизм криворожского типа,

- 4) мирмекитизация,
- 5) магнезиальный метасоматоз,
- 6) магнезиальное скарнообразование (в условиях больших глубин),
- 7) известковое скарнообразование,
- 8) магнетитовое, магнетит-халькопиритовое, магнетит-кобальтиновое, пирротинное оруденение скарнов, людвигово оруденение магнезиальных скарнов,
- 10) флогопитовое оруденение магнезиальных скарнов.

II. Стадия выщелачивания (кислотная):

- 1) кварц-полевошпатовый метасоматизм,
- 2) грейзенизация,

- 3) кварц-редкометальное оруденение скарнов,
- 4) пропилитизация,
- 5) полиметаллическое оруденение, скарнов,
- 6) образование вторичных кварцитов,
- 7) кварц-серпичитовый метасоматизм,
- 8) сольфатарная аргиллизация,
- 9) гумбеизация,
- 10) березитизация,
- 11) аргиллизация.

III. Стадия осаждения (поздняя щелочная):

- 1) кварц-редкометальное оруденение (сопряженное с кварц-полевошпатовым метасоматизмом и грейзенизацией),
- 2) медно-молибденовое оруденение (сопряженное с кварц-полевошпатовым метасоматизмом или с образованием вторичных кварцитов),
- 3) золото-сульфидное оруденение (сопряженное с березитизацией),
- 4) карбонатно - полиметаллическое оруденение (сопряженное с березитизацией),
- 5) кальцит-хлоритовый метасоматизм.

IV. Заключительная стадия:

- 1) образование кальцитовых и кварцевых жил.

Автор классификации, говоря о ней, указывает, что «она носит предварительный характер, но тем не менее отражает и главные соотношения и главные затруднения» (Жариков, 1966, стр. 62). К этому можно добавить, что сопоставление классификации с широко известными реальными возрастными соотношениями различных метасоматитов и руд

¹ Метод реконструкции режима кислотности растворов рассмотрен в конце данной статьи.

ясно демонстрирует невозможность уложить многостадийный в нашем понимании процесс в жесткие рамки одной «волны кислотности». В этом можно легко убедиться, обратившись к наблюдаемым на рудных месторождениях взаимоотношениям различных метасоматитов и сопряженных с ними руд. Приведем несколько наиболее ярких примеров.

На многих молибденово-вольфрамовых месторождениях Центрального Казахстана, Якутии и Восточного Забайкалья сопряженная с калишпатизацией гранитоидов кварц-молибденитовая минерализация возникла отчетливо раньше грейзенов и сопряженной с последними кварц-вольфрамитовой (нередко также с молибденитом) минерализации, что местами подчеркивается внедрением внутриминерализационных даек кислого состава (Строганов, 1959, Повилайтис, 1960, Рехарский, 1970; наблюдения автора на месторождениях Полярное в Якутии, Караоба, Акчатау и Восточный Коунрад в Казахстане, Джида в Бурятской АССР).

Таким образом, в указанных случаях проявились две отдельных «волны» — щелочная и затем кислотная, связанные с различными стадиями минерализации.

Накоплено уже достаточно много фактов, свидетельствующих о разделении во времени ранними дайками лампрофирового состава или так называемыми самостоятельными малыми интрузиями грейзенов, т. е. кислотных метасоматитов, сопровождаемых редкометальными рудами (вольфрамовыми, оловянными, бериллиевыми) и последующей сульфидной минерализации, сопряженной с более низкотемпературными, также кислотными метасоматитами (серицитовыми, хлоритовыми¹). Правда, это случай особый, поскольку здесь возможна была смена источника металлов: гранитный расплав для редкометальной минерализации и базальтовый — для сульфидной, поэтому подобные факты не могут привлекаться как доказательство пульсационного поступления растворов из одного источника.

Более показательна в этом отношении стадийность собственно сульфидной минерализации, геологически и хронологически тесно связанной с единой серией меланократовых даек. На касситерит-силикатных месторождениях дайки лампрофирового состава разделяют во времени не только раннюю кварц-турмалин-касситеритовую минерализацию от собственно сульфидной (Некрасов, 1963, данные Л. Н. Индолева, Ю. В. Лира и Ю. Б. Марина, 1971, по Депутатскому месторождению, подтверждаемые и наблюдениями автора), но и ранние сульфидные стадии от практически безрудной кварц-карбонат-пирит-флюоритовой (Дубровский, 1957; Кигаи, 1957). Последняя сопровождается серицитизацией вмещающих пород и представляет самостоятельную стадию, соответствующую законченному циклу кислотно-основного взаимодействия.

Для собственно сульфидной минерализации касситерит-силикатных месторождений Союза характерны по крайней мере две стадии — арсенипирит-пирротиновая, иногда с пиритом и халькопиритом, и более поздняя — сфалерито-галенитовая, иногда с халькопиритом и поздним арсенипиритом, а также сульфостаннатами. Первая сопровождается серицитизацией, а вторая — хлоритизацией вмещающих пород причем хлоритизация поздней стадии затрагивает не только серицитолиты, но и ранние сульфиды, не говоря уже об еще более ранней кварц-касситерит-турмалиновой минерализации. Соответствующие наблюдения описаны автором для Лифудзинского (Кигаи, 1963, 1966_{1,2}), а В. Н. Дубровским — для Хрустального (1963) месторождений.

Можно было бы далее сослаться на работы очень многих геологов, выделявших на разных месторождениях по несколько стадий минерализации. Для полиметаллических месторождений интересные данные такого рода приводятся в работе Г. Ю. Григорчука (1965) и в ряде его

¹ Отнесение хлоритовых метасоматитов к кислотным в достаточной мере условно.

последующих статей, для золоторудных — Н. В. Петровской (1960). Однако большинство прочих исследователей при выделении стадий пользовалось старыми, недостаточно надежными критериями стадийности, и в их работах, к сожалению, редко можно найти указания на возраст соответствующих околорудных изменений. Но пересмотр имеющихся фактов с учетом наиболее надежных из приводимых ниже критериев стадийности, наврядли, будет способствовать резкому увеличению количества примеров многостадийных месторождений. Следует, например, учесть, что внутриминерализационные дайки обнаруживаются на многих месторождениях, а разделяемые ими рудные ассоциации, безусловно, должны сопровождаться каждой своими околорудными изменениями.

Для раннего щелочного периода гидротермального минералообразования также, по-видимому, характерна многостадийность процесса. По наблюдениям Е. П. Малиновского (1960), на Первомайском месторождении (Джида) наложение поздней калишпатизации на молибденовое оруденение (сопряженное по нашим наблюдениям, с ранней калишпатизацией) приводит к переотложению молибденита. Следовательно, здесь мы имеем две аналогичные по составу руд и сопряженных метасоматитов стадии минерализации, разделенные к тому же, по данным автора, внедрением даек кислых пород. Многостадийность калишпатизации на этом месторождении, подчеркиваемая внутриминерализационными дайками, хорошо показана в работе М. М. Повилайтис (1960).⁴

На некоторых месторождениях «апагранитов» в Восточном Забайкалье, по данным автора, микроклин, слагающий мощные метасоматические жилы, замещается дымчатым кварцем, а затем оба они — альбитом. Поскольку при калишпатизации гранитов кремнезем выщелачивается, последующее окварцевание калишпата свидетельствует об инверсии щелочности, а дальнейшее появление альбита — о начале новой стадии щелочного метасоматоза.

Из всего изложенного, очевидно, вытекает, что выдвинутая Д. С. Коржинским (1958) гидротермальная кислотно-основная дифференциация действительно имеет место, но совершается раздельно в каждую стадию минералообразования (в нашем понимании). В ранний щелочной период проявляется несколько «щелочных», а в кислотный — несколько «кислотных» циклов кислотно-основного взаимодействия.

Учитывая все это, можно считать, что нет никаких оснований противопоставлять эволюционную концепцию гидротермального минералообразования пульсационной, отвергать последнюю.

О причинах прерывистости выделения (пульсации) гидротермальных растворов. В связи с обоснованием пульсационной теории вопрос этот был рассмотрен автором ранее (Кигаи, 1966₂). Поэтому в настоящей статье мы повторим уже опубликованную аргументацию в более сжатом виде, но с некоторыми дополнениями.

В случае гидротермальных месторождений, генетически связанных с гранитными интрузиями, причину движения растворов и прерывистости гидротермального минералообразования одного металлогенического пика или этапа можно понять, основываясь на хорошо известных геологам результатах классических экспериментов Горансона (Goranson, 1938) и Мори (Morey, 1922). До начала кристаллизации интрузива растворенные в магне летучие не будут создавать избыточного давления. Но по мере кристаллизации остаточный расплав должен обогащаться летучими, поскольку они незначительно входят в состав породообразующих минералов гранитов. Вследствие ограниченной растворимости летучих в магне гранитного состава при умеренных давлениях, характерных для верхних 5—10 км земной коры, магма со временем насытится летучими, и при дальнейшей кристаллизации гранитного расплава в остаточной его части возникнет самостоятельная флюидная фаза. Она

будет создавать избыточное давление, все более возрастающее с увеличением ее суммарного объема. По экспериментальным данным Мори, силикатный расплав, содержащий 9,1% воды, в самом начале кристаллизации при 500° С может создавать давление 160 атм, но в процессе дальнейшей кристаллизации при 420° давление летучих поднимается до 340 атм, и его достаточно для поднятия столба гранита в милю высоты.

Изложенные соображения, со ссылкой на эксперименты Мори, были использованы Дзем (Day, 1924) для объяснения вулканических явлений, а Россом — применительно к гидротермальному рудообразованию (Ross, 1935, стр. 49). Эммонс (1937), аналогичным образом представлявший причину восходящего движения гидротермальных растворов, считал, что давление летучих может оказаться достаточным для поднятия гранитного столба в 2—3 мили высотой и для образования закономерных систем трещин в застывшей коре интрузива и во вмещающих породах. Заметим, что три мили (около 5 км) соответствуют оптимальной, по современным данным, глубине формирования многих рудоносных интрузивов и большинства гидротермальных месторождений.

К сказанному можно добавить, что в интродуцированных гранитной интрузией породах должно быть достаточно ранее возникших разнообразных тектонических трещин, а в застывшей корке интрузива по мере охлаждения последней возникнут концентрические и радиальные трещины контракции, что облегчает работу летучих. Вместе с тем известно (Желтов, 1966), что в верхних горизонтах земной коры, где преобладают хрупкие деформации, трещины могут быть раскрыты под давлением расплава или раствора, если давление это хотя бы незначительно превышает литостатическое. Более того, горизонтальное литостатическое давление здесь обычно меньше вертикального, так что для раскрытия крутопадающих трещин давление раствора должно быть несколько больше горизонтального, но может быть меньше вертикального литостатического давления.

Кроме собственного давления летучих, проникновению их в трещины и поднятию в сферу рудоотложения могут способствовать условия тангенциального растяжения, создающиеся в поднимающихся купольных структурах и благоприятствующие снижению горизонтального литостатического давления. Любопытно, что детальные исследования рудных полей все более умножают число месторождений и рудных полей, приуроченных именно к купольным структурам (Уиссер, 1964; работы последних лет М. А. Фаворской и И. Н. Томсона с сотрудиниками¹).

Сказанное в основном справедливо и для гидротермальных процессов, связанных с базальтоидным магматизмом. Хотя сами базальтовые расплавы, судя по ряду данных, и бедны летучими, они могли прогретом активизировать погребенные воды вмещающих пород, придав им к тому же химическую агрессивность путем добавления ювенильных летучих компонентов.

При гидротермальных процессах, непосредственно не связанных с тем или иным магматизмом, возрастанию давления погребенных вод мог также способствовать кондуктивный прогрев со стороны залегающих глубже магматических масс.

При всем этом нельзя умалять роли и чисто тектонических деформаций, при которых происходит подновление трещин, ранее плотно скатых или залеченных минеральным веществом. Частота периодов активного тектогенеза дизъюнктивного типа может во многих случаях, особенно при постмагматическом рудообразовании, регулировать возобнов-

¹ См. сборник «Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР». Изд-во «Наука», 1972.

ление потоков гидротермальных растворов и тем самым количество стадий минерализации.

При магматогенном минералообразовании движение гидротерм, вообще говоря, может быть обеспечено и без участия дизъюнктивной тектоники. Вначале растворы будут подниматься до тех пор, пока существуют способные раскрываться трещины и пока давление раствора достаточно для их раскрытия или для дальнейшего подъема по трещинам. По мере движения растворов и расширения объема гидротермальной системы давление растворов будет падать, уменьшаясь в пределе, на уровне головной части потока, до литостатического или даже гидростатического для соответствующей глубины, если трещины достаточно проницаемы. Залечивание рудоконтролирующих нарушений по окончании взаимодействия растворов данной стадии с вмещающими породами приведет к постепенному отжиманию растворов из трещин и осушению сферы рудоотложения, не считая остаточных поровых растворов, пришедших к концу стадии в равновесие с породами. Новый подъем растворов может начаться лишь после того, как в процессе дальнейшей кристаллизации интрузива давление летучих вновь достигнет необходимой для активного подъема растворов величины. Поскольку тектоника облегчает этот процесс, число возобновляющихся потоков будет зависеть в этом случае не только от величины материнского интрузива, скорости его кристаллизации и исходного содержания летучих в нем, но и от частоты тектонических импульсов.

Помимо изложенной, существуют еще две гипотезы, касающиеся причин поднятия гидротермальных растворов — Л. Грейтона (1946) и А. Г. Бетехтина (1953). Коротко рассмотрим их.

По Грейтону, силой, достаточной для движения растворов вверх, является разница лито- и гидростатического давлений в месте зарождения растворов. Но этот механизм может действовать только при зарождении растворов на таких глубинах, где давление пород целиком передается поровым и трещинным растворам. По существующим оценкам, это соответствует глубинам минимум 5–6 км, а может быть и больше. Вместе с тем многие рудоносные интрузивы кристаллизуются на существенно меньшей глубине, а большинство месторождений формируется на глубинах от 0,5 до 4–5 км (Кушнарев, 1961, 1969). Поэтому предлагаемый Грейтоном механизм по крайней мере трудно считать универсальным.

А. Г. Бетехтин существенную роль в перемещении растворов приписывает всасыванию растворов в результате возникновения вакуума в раскрывающихся трещинах. Можно согласиться с ним, что таков, вероятно всего, и был механизм мобилизации поровых растворов, создававших при метаморфизме жилы альпийского типа в трещинах отрыва. Но приуроченность большинства жил типичных гидротермальных рудных месторождений к трещинам скола, явное преобладание метасоматических жил над жилами заполнения, а также факты, полученные при детальном изучении жил заполнения, свидетельствующие о нередком превышении скорости кристаллизации жильной массы над скоростью раскрытия трещины (работы Берга — Berg, 1938; Леммлейна, 1946, Е. П. Малиновского, 1959) — все это не позволяет считать предложенный А. Г. Бетехтиным механизм характерным для гидротермального процесса.

Содержание пульсационной концепции в свете новых данных. В формулировках К. Росса и С. С. Смирнова концепции, впоследствии получившей название «пульсационной» в качестве единственного источника гидротермальных растворов и металлов предполагается один магматический очаг. Но накопленные к настоящему

времени геологические данные не допускают такой категоричности и однозначности. Даже ранние исследователи рудных месторождений Корнуэлла допускали существование двух источников металлов — гранитно-го расплава для олова и расплава основного состава для меди (Collins, 1912, p. 16). По предположениям исследователей наших дней наиболее вероятным источником олова и вольфрама высокотемпературных месторождений можно считать расплавы гранитного состава, тогда как основная часть сульфидной минерализации каждого металлогенического цикла возникает после внедрения так называемых самостоятельных малых интрузивов, секущих уже застывшие интрузивы гранитоидов и имеющих источником, вероятнее всего, глубинные очаги базальтовой магмы (Wegmann, 1950, Соболев, 1952, Коржинский, 1955, Шипулин, 1956, Изох, 1958). Источниками металлов таких сульфидных руд в разных случаях могли быть как очаги базальтовой магмы, так и дренируемые гидротермальными растворами твердые вмещающие породы — изверженные, осадочные или метаморфические.

Извлечение основной части металлов ряда рудных месторождений из вмещающих пород, залегающих непосредственно в сфере рудоотложения или глубже нее, предполагалось на основе анализа различных геологических данных многими геологами как в начале нашего столетия (Ван Хайз, Зандебергер и другие латераль-секреционисты), так и в последние годы (Барсуков, 1957; Boyle, 1960; Hagner et al., 1963; Тугаринов, 1963; и др.).

Все большее внимание за последние 10—15 лет привлекает идея о важной роли вадозных вод в составе рудоносных гидротермальных растворов (Овчинников, 1957; Германов, 1953, 1962; Barth, 1950; White, 1957). В этой связи следует, однако, напомнить, что большинство жильных гидротермальных месторождений сопровождается околорудными изменениями типа кислотного выщелачивания, которые в глубинных (не приповерхностных) условиях едва ли могут быть вызваны воздействием на породы одних нагретых вадозных вод: возникающие при метаморфизме жилы альпийского типа, образованные мобилизованными в открывающихся трещины поровыми растворами вмещающих пород, кислотными метасоматитами не сопровождаются. Очень убедительно следующее высказывание Д. С. Коржинского:

«Образование волны кислотности непосредственно связано с кристаллизацией магмы. В прогрессивную стадию метаморфизма проявления какой-либо волны кислотных компонентов не наблюдаются. Поэтому проявления волны кислотности могут рассматриваться как доказательства связи соответствующих процессов с магматическими процессами. Вероятно, этот критерий может быть использован для различия между минеральными месторождениями магматогенными, с одной стороны, и образованными циркуляцией подземных вод без участия магматических процессов — с другой» (1969, стр. 107).

Как следует из приведенных данных, процесс минералообразования при формировании большинства гидротермальных рудных месторождений является прерывистым, что обусловлено неоднократным поступлением гидротермальных растворов в сферу рудоотложения.

Период от начала поступления нового потока растворов до завершения процесса минералообразования с его участием соответствует одной стадии минералообразования. Каждая стадия минералообразования заканчивается залечиванием подводящих каналов в результате отложения минерального вещества, т. е. изоляцией сферы рудоотложения от источника растворов. Последующие тектонические подвижки могут привести к вскрытию подводящих растворов каналов и положить таким образом начало новой стадии минералообразования.

Существенные различия в составе минеральных ассоциаций, отложенных из растворов различных последовательных стадий на многостадийных месторождениях, рассматриваются в существующей концепции

как признак эволюции растворов в материнском очаге. Различная летучесть и растворимость в магме соединений разных металлов, действительно, может обусловить как закономерное изменение состава отделяющихся от магматического расплава флюидов (Neumann, 1948), так и последовательное зональное отложение минералов в околоинтрузивной зоне с дальнейшим обогащением металлами гидротермальных растворов в обратном порядке (гипотеза «пересадки» металлов — Кигаи, 1966, стр. 193—195).

Однако изменение состава последовательно возникающих минеральных ассоциаций может быть обусловлено и другими причинами. Так, оно может возникнуть в результате изменения состава, температуры и кислотности раствора в процессе его взаимодействия с вмещающими породами в течение одной стадии минерализации; с другой стороны, изменение температур и давлений может стать причиной различия минеральных ассоциаций, относящихся к разным стадиям минерализации, и при неизменном составе исходных растворов. Детальный анализ химизма процесса с использованием данных физико-химической теории и эксперимента, а также результатов изучения минерального состава руд и включений в минералах, вероятно, позволит со временем разработать надежные критерии отличия одних изменений от других. Но пока это не достигнуто, введение в формулировку пульсационной теории постулата об эволюции состава растворов в очаге следует считать преждевременным. Кроме того, хотя изменение состава руд и околорудных метасоматитов от стадии к стадии и имеет широкое распространение на месторождениях, оно не может считаться неотъемлемым признаком многостадийного процесса, а следовательно, и пульсационного типа зональности. Некоторое постоянство геологических и физико-химических условий в течение, например, двух смежных стадий может обусловить практическое тождество и минеральных комплексов этих стадий, включая состав руд и сопряженных с ними околорудных метасоматитов. В качестве иллюстрации можно привести упоминавшиеся выше данные Е. П. Малиновского (1960) для Первомайского молибденового месторождения (Джида), где сопровождаемые калишпатовыми метасоматитами ранние кварц-молибденитовые руды подвергались растворению и перетолжению с тем же минеральным составом под воздействием растворов более поздней стадии, производивших также калишпатизацию.

Несколько слов следует сказать о гидродинамическом режиме в процессе минералообразования. Широко распространенное мнение о сквозном течении растворов через зону рудоотложения (напомним вывод Гаррелса о «Средиземном море» растворов, необходимом для формирования одного сульфидного месторождения — Garrels, 1944), по всей видимости, является досадным заблуждением. Представление о непрерывном протекании растворов через сферу рудоотложения в течение всего процесса минералообразования справедливо в полной мере лишь для близповерхностных месторождений (как правило, связанных с вулканизмом) при формировании которых растворы могли просачиваться на дневную поверхность. Что же касается типичных эндогенных месторождений молибдена, вольфрама, олова, редких элементов, цветных металлов, то они обычно возникают под труднопроницаемыми экранами, в структурных ловушках и близ верхнего выклинивания подводящих растворов трещин, что доказывается обычным нахождением над такими месторождениями (если они не вскрыты эрозией) пород, не только безрудных, но и не затронутых практически гидротермальными изменениями типа околорудных. Для таких месторождений поступательное движение растворов заканчивается практически сразу после заполнения ими всех трещин и пор в сфере минералообразования, если не считать небольших перемещений растворов в связи с внутривадиальным подновлением и раскрытием трещин. Дальше минералообразование в каждую

стадию совершается в гидродинамически замкнутой системе, включающей сферу зарождения растворов, миграционные пути и сферу рудоотложения и допускающей лишь конвекционные движения в растворах. К такому выводу автор пришел уже при изучении Лифудзинского оловорудного месторождения (Кигаи, 1966₁). Более последовательно и систематично представление о замкнутых гидротермальных системах было развито А. Е. Шлыгиным (1966). Такая модель гидротермального процесса позволяет гораздо вернее, чем раньше, подойти к анализу условий минералообразования и возникновения зональности, к прогнозам оруденения на глубину и, добавим, к разработке критериев отличия вулканогенных месторождений от типичных плутогенных.

КРИТЕРИИ СТАЦИОННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Правильное выделение стадий минерализации и выявление таким образом нескольких стадий в ходе образования конкретного гидротермального месторождения имеют решающее значение для определения типа зональности.

1. Структурные критерии и степень их применимости. Длительное время практически все советские и многие зарубежные геологи рудного профиля при выделении стадий гидротермального минералообразования на рудных месторождениях обычно пользовались только структурными критериями. По А. Г. Бетехтину, это: «1) пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками новой стадии минерализации, отличающимися по своему составу и прослеживающимися в забоях горных выработок на разных горизонтах месторождения; 2) брекчирование ранее отложенных руд, обломки которых сцементированы минеральными массами, выпавшими из позднее поступивших растворов в связи с возобновлением тектонических подвижек» (Бетехтин и др., 1958, стр. 345).

Но приведенные критерии трудно считать «наиболее надежными критериями стадийности». Хотя, как показывает проверка с использованием иных, приводимых ниже критериев, пересечение одних рудных жил другими, имеющими иной состав и большую мощность (10 см и более), действительно, бывает связано со стадийностью, однако такие пересечения встречаются исключительно редко и далеко не на каждом многостадийном месторождении, что весьма затрудняет использование этого критерия. Что же касается пересечений мелкими прожилками и брекчирования с последующей цементацией, то такие явления могут иметь место и в течение одной стадии минералообразования. На самом деле, ведь стадия минералообразования — довольно длительный процесс¹, и в ходе его могут происходить не только существенные изменения физико-химических условий, а следовательно, и изменение состава отлагаемых минералов и минеральных ассоциаций, но и различные тектонические внутривнутристадийные подвижки, что в совокупности приведет к пересечениям прожилков, относящихся к одной стадии. Вместе с тем мощности секущих прожилков обнаруживают практически все постепенные переходы от тончайших прожилков до мощных жил; так что никто пока не может сказать, какую мощность следует считать предельной для секу-

¹ По данным Лавринга (Lovering, 1961), время существования полей современных термальных источников колеблется от нескольких десятков тысяч до 1 млн. лет, что, судя по ряду геологических особенностей таких полей (однообразие околорудных изменений и отлагаемого минерального вещества и отсутствие явных признаков прерывистости процесса для поля в целом), вероятно, соответствует одной незавершенной стадии минералообразования.

ших прожилков одной и той же стадии и какую — минимальной для текущих жил иной стадии. Отличия пересекающихся прожилков или жил по составу, если и могут считаться надежными признаками стадийности, то лишь с привлечением дополнительных критериев физико-химического характера.

Таким образом, упомянутые выше структурные критерии, к сожалению, не могут в большинстве случаев считаться надежными критериями стадийности, хотя как вспомогательными ими пользоваться можно и нужно. Критика структурных критериев была дана ранее в работах В. Н. Дубровского (1958, 1963), И. Н. Кигая (1963_{1,2}, 1966₂) и Г. Ю. Григорчука (1965). В работах двух последних авторов кроме того показана возможность выделения стадий с помощью иных, более надежных критериев. К их рассмотрению мы и перейдем.

2. Цикличность кислотно-основных взаимодействий как критерий стадийности. Надежные и прямые критерии стадийности могут быть разработаны лишь на физико-химической основе, если исходить из сущности самого понятия «стадия минерализации». Действительно, стадии мы связываем с поступлением после некоторого перерыва в минералообразовании нового потока растворов. Направление миграции гидротерм в типовом случае всегда снизу вверх, причем сфера зарождения растворов отделена значительным вертикальным интервалом от сферы рудоотложения. При этих условиях растворы, зародившиеся на значительной глубине, по поступлении в сферу рудоотложения окажутся здесь неравновесными с вмещающими породами, т. е. будут отличаться по своим свойствам от поровых растворов вмещающих пород. В таком случае пришедшие растворы начнут взаимодействовать с породами, производя в них гидротермальные изменения, и в ходе этого процесса будут постепенно приходить в равновесие с породами.

Если поступившие гидротермальные растворы были более щелочные, чем равновесные с породами поровые растворы, то будет происходить щелочной метасоматоз, а если более кислые — будет идти кислотное выщелачивание. По мере взаимодействия с породами растворы будут понижать свою щелочность или кислотность и отлагать принесенные и выщелоченные из вмещающих пород компоненты. При этом к принесенным относятся в первую очередь (по возможности вхождения в возникающие минералы, а не по относительным количествам в растворах) рудные элементы и «минерализаторы» (фтор, бор, в меньшей мере хлор). К вынесенным из вмещающих пород и затем переотлагаемым — относятся петрогенные элементы, входящие в состав жильных минералов (по данным многочисленных исследователей, петрогенные элементы при гидротермальных окolorудных изменениях и рудоотложении, как правило, заимствуются на месте, из вмещающих пород).

Раствор, пришедший к концу стадии в равновесие с вмещающими породами, уже не способен производить в них собственно гидротермальные изменения, если не считать отложения рудных минералов и петрогенных компонентов, которыми раствор пересыщается при остывании.

Таким образом, в каждую стадию эндогенного гидротермального минералообразования, т. е. в связи с каждым новым потоком гидротермальных растворов, должен иметь место самостоятельный цикл гидротермальной кислотно-основной дифференциации. Именно повторение таких циклов на одном и том же месторождении, вся минерализация которого возникла в связи с одним металлоносным источником, как раз и может рассматриваться как необходимый и достаточный критерий стадийности минералообразования.

Н. В. Петровская (1960) первая заметила (на золоторудных месторождениях) совпадение цикличности процессов выщелачивания-осаждения со стадиями, выделенными на основе структурных и минералогических критериев, и рекомендовала такие признаки циклического развития как «интересные дополнительные показатели многостадийного формирования руд».

В описанных ею случаях масштабы процессов невелики: «Отложению каждой новой ассоциации минералов предшествует выщелачивание ранее отложенного вещества, обычно слабое. Стенки мелких трещинок в кварце при этом оказываются шероховатыми, кавернозными; местами они покрыты сыпью зародышевых кристалликов сульфидов и карбонатов. В начале стадий, может быть, несколько позднее выщелачивания, развивается локальное переотложение некоторых минералов. Появляются «псевдожилки» в кварце. Во многих случаях в кварце удается наблюдать ореолы мелких «вторичных» прожилков серицита, хлорита, карбонатов вокруг их более ранних включений в том же кварце. При пересечении скоплений арсенопирита выделениями поздней сульфидной ассоциации состав последней дополняется мелкозернистым арсенопиритом второй генерации» (Петровская, 1960, стр. 148).

В упомянутой статье Н. В. Петровская совершенно недвусмысленно указала на отсутствие принципиальных противоречий между теорией Д. С. Коржинского о сопряженности явлений выщелачивания и отложения при рудообразовании и пульсационной теорией. Такую же мысль позднее высказал и А. Д. Щеглов (1963).

На Лифудзинском оловорудном месторождении в Приморье цикличность сопряженных процессов выщелачивания — отложения выражена гораздо рельефнее: здесь в каждую из четырех стадий образуются сначала околорудные метасоматиты, затем жильная минерализация, включая кварц, отлагающийся в каждую стадию одним из последних. Эти и подобные им данные позволяют выдвинуть цикличность процессов выщелачивания-осаждения (цикличность гидротермальной кислотно-основной дифференциации) в качестве прямого и одного из наиболее надежных критериев стадийности минералообразования (Кигаи, 1963^{1, 2}, 1966¹, Григорчук, 1965). Появление околорудных изменений в связи с каждой стадией минерализации на многостадийных месторождениях отмечали многие геологи (Anderson, 1947; Флеров, 1959; Щеглов, 1960; 1963; и др.). Это явление при детальных исследованиях обнаруживается на большинстве типичных гидротермальных месторождений сложного состава.

Правда, в литературе описаны случаи, когда никаких околорудных изменений около рудных жил практически не наблюдается. Чисто теоретически невозможно представить себе рудоотложения без воздействия тех же растворов на алюмосиликатные вмещающие породы. В случае карбонатных пород при средне-низкотемпературном минералообразовании, действительно, кислые рудообразующие растворы слишком быстро нейтрализуются вмещающими породами и происходит сразу отложение руд на фронте нейтрализации, в связи с чем возникают метасоматические тела руд, залегающие в практически не измененных карбонатных породах (известняках, доломитах). Но уже при высокотемпературном процессе кислотность растворов оказывается достаточно большой, чтобы она не могла быть быстро нейтрализована. В результате возникают ранее руд своеобразные слюдисто-флюоритовые грейзены в карбонатных породах (см. Говоров, 1960). Алюмосиликатные же породы, гораздо менее богатые сильными основаниями, не способны столь быстро понижать кислотность даже существенно менее кислых растворов, и поэтому в такой среде даже низкотемпературные руды с киноварью сопровождаются серицитовыми околорудными метасоматитами (Федорчук, 1959).

В связи с этим отсутствие в каком-либо конкретном случае околорудных изменений

рудных изменений непосредственно около рудных тел в алюмосиликатных породах, скорее всего, может быть обусловлено пространственным разобщением метасоматитов и сопряженных с ними руд. Такое разобщение могло произойти в силу того, что в ходе внутриминерализационных подвижек, совершавшихся после возникновения метасоматитов и в самом начале рудоотложения, наиболее благоприятный для рудоотложения участок мог сместиться относительно участка максимальной интенсивных гидротермальных изменений вмещающих пород. В той или иной степени такое смещение наблюдается на большинстве гидротермальных месторождений. Направление упомянутого смещения зависит от конкретных структурно-геологических условий и, как правило, наследуется в ходе рудоотложения и при образовании метасоматитов в последующие стадии, что может быть использовано при прогнозах. Так, если в рудных телах развита симметричная по вертикали зональность, такая же зональность характерна и для метасоматитов, причем максимум рудоотложения практически совпадает с участком максимальной интенсивности метасоматоза. Если для рудных тел характерна прямая вертикальная зональность, то участок интенсивного окolorудного метасоматоза располагается, вероятно, ниже рудных тел. Наоборот, в случае развития на месторождении обратной вертикальной зональности выходящие на поверхности метасоматиты могут указывать на наличие глубже сопряженной рудной минерализации.

Что же касается упомянутой выше средне-низкотемпературной минерализации в карбонатных породах, то отсутствие или практическое отсутствие сопряженных предрудных изменений компенсируется здесь переотложением в конце каждой стадии карбонатного вещества, выщелачивавшегося в начале стадии при метасоматическом рудоотложении. Предполагая это по аналогии с поведением окварцевания в алюмосиликатных породах, автор связывал с переотложением карбонатного вещества возможность выделения стадий минерализации на полиметаллических месторождениях, залегающих в карбонатных породах (Китай, 1966^{1,2}). Судя по имеющимся данным, это хорошо подтверждается на полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья, где, по З. А. Образцовой (1966), почти каждая стадия завершается переотложением доломита, и исключениями являются лишь те стадии, где рудные минералы не фигурируют вовсе.

Подобные же данные получены для некоторых из упомянутых месторождений М. Г. Добровольской (1970); правда, по ее данным получается несколько меньше стадий, чем у З. А. Образцовой, и это указывает на сложность выделения стадий в таких случаях. На самом деле, ведь стадии выделяются здесь по цикличности переотложения нередко одного и того же минерала (например, доломита), причем сами вмещающие породы — тоже доломитизированные известняки. Возможные здесь ошибки могут быть обусловлены двумя причинами, влияние которых на количество выделяемых стадий противоположно: 1) необходимостью диагностировать различные генерации карбонатных минералов, не различающиеся обычно макроскопически и даже по внешнему облику под микроскопом, пользуясь лишь относительным возрастом, далеко не всегда надежно выявляемым, особенно если какая-либо стадия проявилась вообще слабо и количество переотложенного минерала невелико; (2) легкой подверженностью карбонатных минералов переотложению и перекристаллизации под влиянием тектонических напряжений и одностороннего давления вообще, причем соответствующие подвижки могут оказаться и внутретадийными.

Таким образом, в случае средне-низкотемпературной минерализации в карбонатных вмещающих породах для уверенного и надежного выделения стадий, кроме цикличности кислотно-основного взаимодействия, выявляемой (не вполне надежно) по цикличности переотложения кар-

богатного вещества, пужны какие-то дополнительные критерии. Перейдем к анализу степени надежности прочих критериев стадийности.

3. Внутриминерализационные дайки. Пересечение рудных тел дайками обычно регистрирует начало новой стадии минералообразования. И это вполне понятно: проницаемость трещинных структур для рудоносных флюидов гораздо выше, чем для магматических расплавов любого состава, тем более кислого; и там, где проник магматический расплав, создавший дайку, пройдут и гидротермальные растворы, которые произведут гидротермальные изменения и отложат рудное вещество, если они его содержат. Правда, встречаются дайки, в связи с которыми не наблюдается заметного гидротермального изменения вмещающих пород и «автометаморфизма» самих даек.

Внутриминерализационные дайки кислого состава обычно разделяют стадии редкометалльного этапа, например отделяют раннюю молибденовую минерализацию, сопровождаемую калишпатизацией, от более поздней вольфрамовой, сопряженной с грейзенизацией вмещающих пород (Повилайтис, 1957; Строганов, 1959; Щерба, 1960), разделяют различные стадии оловянной минерализации (Collins, 1912)¹ или даже внедряются позднее сопряженной с грейзенами вольфрамовой минерализации (Ежов, 1966).

Дайки среднего и основного состава, внедряющиеся после застывания гранитоидных интрузий (дайки II этапа, по О. С. Полквой и В. С. Коптеву-Дворникову, или «самостоятельные малые интрузии» по Ю. А. Билибину, М. Б. Бородаевской, Ф. К. Шипулину), обычно предшествуют сульфидной минерализации или разделяют стадии сульфидного этапа (см. Абдуллаев и др., 1957). На касситерит-силикатных месторождениях наиболее ранние из таких даек, по-видимому, отделяют касситерит-турмалиновую минерализацию от собственно сульфидной (Некрасов, 1963; Индолев и др., 1971).

Внутриминерализационные дайки могут служить надежным критерием при выделении стадий и этапов минерализации, но практическое использование этого критерия на многих месторождениях осложняется редкостью нахождения внутриминерализационных даек и обычно крайне плохой сохранностью мест пересечения, что затрудняет документацию. Необходимость детального изучения мест пересечения диктуется принципиальной возможностью ложных пересечений рудных жил дайками (Вольфсон, 1953). Не останавливаясь подробно на этом специальном вопросе, перечислим лишь некоторые основные признаки, указывающие на относительный возраст даек и рудной минерализации.

А. Рудная минерализация древнее дайки:

- 1) дайка пересекает рудное тело или проходит по контакту рудного тела с вмещающими породами, рудности и составы разобценных дайкой частей рудного тела точно соответствуют друг другу;
- 2) дайка пересекает жилу крустификационной текстуры или захватывает ксенолит последней (один из самых надежных признаков более позднего возраста дайки)²;
- 3) дайка пересекает жилу и апофиза ее заполняет друзовую полость жилы;
- 4) в рудном теле около контактов дайки должны наблюдаться, в зависимости от состава руды, перекристаллизация и изменение ориентировки минералов (Кайкова, 1949), несвойственные остальной части рудного тела полиморфные превращения (например, $\beta = \alpha$ переход в кварце — Фаворская, 1957), разложение термически неустойчивых минералов и замещение их более устойчивыми: станнина — агрегатом

¹ По данным Каллинза, на месторождениях Корнуэлла некоторые дайки гранит-порфиров пересекают ранние оловянные тела и секутся более поздними, также содержащими касситерит. Степень достоверности этих наблюдений не ясна, так как позже Дайнз, ссылаясь на возможность ложных пересечений, усомнился в этом (Dines, 1956).

² Рудные «ксенолиты» массивной текстуры могут возникнуть путем избирательного замещения ксенолитов вмещающих пород в дайке дорудного возраста.

халькопирита и касситерита, пирита — пирротином, появление капель самородного висмута в висмутине, вкрапленности или сплошных агрегатов магнетита в пирротине или сидерите и т. д.; судя по свойствам минералов, в контакте с дайкой должны оказаться неустойчивыми киноварь, низкотемпературные сульфосоли, галенит, арсенопирит, сульфиды серебра, мышьяка и сурьмы и, наоборот, более устойчив — халькопирит (о последнем свидетельствуют наблюдения автора и данные экспериментов Калиткиной, 1972);

- 5) в дайке развиты рудная минерализация и гидротермальные изменения, свойственные только чисто автометаморфическим процессам или минерализации более поздних стадий, и полностью отсутствуют изменения, обычно сопряженные с рудной минерализацией, которой сложена пересекаемая рудная жила;
- 6) рудное вещество, взятое из контакта с дайкой, не содержит флюидных включений и поэтому не обнаруживает эффекта декрепитации, так как включения были взорваны в момент прогрева со стороны дайкового расплава (Локерман, 1965);
- 7) если дайка подходит к жиле под острым углом, то в месте пересечения образует нередко характерный колеччатый изгиб, пересекая жилу перпендикулярно ее зальбандам (Кигаи, 1957),

Б. Дайка древнее рудной минерализации:

- 1) дайка пересекается не только крупными рудными жилами, но и тончайшими рудными прожилками, и в ней проявлены гидротермальные изменения, характерные для данной стадии (с поправкой на возможное различие состава изменяемых пород);
- 2) если рудные жилы не пересекают дайку, то грибообразно увеличиваются в мощности около дайки вследствие экранирующего влияния последней; мощности и состав разделяемых дайкой частей рудного тела могут существенно различаться, а в самой дайке между ними можно обнаружить тонкие рудные просечки и гидротермальные изменения, характерные для соответствующей стадии оруденения;
- 3) рудная жила проходит по одному или обоим контактам дайки и образует секущие ответвления в сторону дайки, направление которых соответствует секущим дайку нарушениям или трещинам отдельности дайки;
- 4) в контакте с дайкой в рудном теле не обнаруживается следов перекристаллизации или разложения термически неустойчивых минералов, а флюидные включения имеют характерные для остальных частей рудного тела состав, температуру гомогенизации и декрепитации;
- 5) если рудная жила, экранируемая дайкой, образовалась путем заполнения открытой полости, наблюдения за ориентировкой зерен рудных и жильных минералов в контакте с дайкой могут указать на нарастание их на контакт дайки.

При детальном исследовании взаимоотношений даек и оруденения, вероятно, можно найти и другие критерии их относительного возраста.

4. Изменение плана деформаций как критерий стадийности. На возможность применения этого критерия для выделения стадий указывал В. А. Невский (Дубровский, Константинов, 1965). К изменениям плана деформаций относятся в основном следующие изменения в развитии рудовмещающих структур.

А. Изменение ориентировки региональных складчатых структур во времени, выражающееся в разной ориентировке складчатых структур разных этажей или ярусов, а в пределах одного яруса или этажа — в усложнении складчатых структур, в связи с чем некоторые бывшие трещины скола будут вести себя как трещины отрыва, а по трещинам, заложенным ранее как трещины отрыва, могут произойти смещения; синхронная или следующая за такими структурными изменениями минерализация может локализоваться в трещинах иного направления, нежели более ранняя. Такого рода крупные структурные изменения в геологической истории совершаются редко и соответствуют, скорее всего, границам металлогенических циклов или даже групп циклов.

Б. Смена сдвиговых смещений по сколовым трещинам надвиговыми или взбросовыми (либо наоборот), что соответствует смене местами осей «А» и «В» эллипсоида деформаций при неизменности направления тангенциальных напряжений (положения оси «С») эллипсоида деформаций). Такие изменения могут быть, вероятно, вызваны изменением нагрузки вышележащих пород (осадконакопление или излияние мощной толщи эффузивов, денудация значительной толщи вышележащих пород), либо появлением жестких интрузивных массивов, блокирующих горизонтальные подвижки по нарушениям. Если причины именно таковы, как мы

предполагаем, то рассматриваемые структурные изменения являются крупными геологическими вехами, разделяющими металлогенические циклы или этапы минерализации, но вряд ли стадии одного этапа.

В. Смена тангенциального сжатия растяжением, выражающаяся в сбросовых подвижках по трещинам различных направлений, заложенных ранее как трещины скола (взбросы, сдвиги) или отрыва. Такое изменение обычно связывается с переходом от складкообразования к подъему складчатого сооружения и блоковым дислокациям. Возможной причиной подобных изменений характера подвижек по нарушениям является также образование купольных структур над межформационными интрузиями. Такие существенные моменты в истории геологического развития региона тоже, вероятнее всего, надо было бы связывать с границами металлогенических циклов или этапов минерализации.

Г. Преобладающая локализация более поздних минеральных ассоциаций в трещинах иного направления по сравнению с ранними (при общем сохранении типа деформаций и направления подвижек по нарушениям) в связи с незначительными в целом изменениями в условиях приоткрывания или подновления нарушений. Подобное изменение, действительно, обычно происходит на границе различных этапов или стадий минерализации, но без дополнительных критериев не может быть рекомендовано для выделения стадий, и вот почему. Некоторые изменения в условиях локализации оруденения в трещинах различных направлений могли создаваться при внутретапных подвижках без перерыва в минералообразовании в пределах всей сферы рудоотложения в целом. Этому в особенности может способствовать существование на месторождениях пологих межформационных контактов или надвигов, ограничивающих вертикальное распространение многих крутопадающих трещин, в том числе и рудолокализирующих. Пологие дизъюнктивы, по всей видимости, распространены на месторождениях гораздо шире, чем это подозревают многие геологи, и обуславливают существенные расхождения в картинах структуры, наблюдаемых на поверхности и на глубоких горизонтах. Таким образом, локализация разновозрастной минерализации в трещинах разных направлений, как и пересечения жил различного состава вообще, сами по себе не могут служить прямыми и надежными критериями стадийности.

5. Изменения температуры и давления как критерии стадийности. Успехи минералогической термометрии в ряде случаев уже позволяют выявить закономерности изменения температур при многостадийном минералообразовании. Исходя из пульсационной теории, можно было бы ожидать, что температуры в общем снижаются от стадии к стадии с некоторым как бы ступенчатым подъемом в начале каждой последующей по сравнению с концом предыдущей стадии. Отметим, что именно такой характер изменения температур был выявлен для Лифудзинского оловянного месторождения методом декрепитации (Кигаи, 1966₂, стр. 142). При этом температурные вариации не только точно совпадают со стадиями, но и показывают некоторое аномальное (относительно общей закономерности) повышение температуры в начале четвертой стадии, перед которой внедрялись внутриминерализационные дайки. Сходная тенденция изменения температур установлена Б. Ф. Злепко (1962) для Вавилонского медного месторождения на Рудном Алтае с использованием термометрии по минеральным ассоциациям, полиморфным превращениям и распаду твердых растворов. Использовать такой малочувствительный метод термометрии не всегда удается, и в рядовом случае его можно применять лишь для контроля термометрии по включениям. Сводка старых температурных «реперов» приведена в статье Э. Ингерсона (1959). Новые данные, опубликованные за последние годы, еще не обобщены.

Несмотря на некоторые удачные совпадения температурных вариаций со стадийностью, ознакомление с имеющимися результатами для некоторых других месторождений показывает, что ступенчатые или скачкообразные изменения температуры могут происходить и в течение одной стадии, выделенной на основе обычных структурно-минералогических критериев (Лесняк, 1954, 1957, Грушкин, 1958) и даже в процессе роста одного зонального монокристалла (Банщикова, 1958, 1965). И это понятно. Ведь колебания температурного режима гидротермальных растворов могут быть обусловлены отнюдь не только поступлением новых порций растворов непосредственно из металлоносного очага, но и многими иными причинами. К ним можно отнести перемещения растворов из одной трещины в другую в пределах сферы минералообразования, увеличение теплового потока вследствие перемещения магматических масс на глубине, адиабатическое охлаждение растворов при быстрых приоткрываниях старых трещин или возникновении новых. Хотя этот список, вероятно, можно было бы продолжить, уже перечисленного достаточно, чтобы показать невозможность использования одной лишь температурной цикличности для выделения стадий минералообразования.

Заметим, что мы вообще оставили в стороне вопрос о надежности определения температур минералообразования методами гомогенизации и декрепитации. Ведь даже в том случае, если анализируемые включения были вполне герметичны с момента консервации и не подвергались также перешнуровке (а многие авторы, приводящие термометрические данные, вероятно, не могут дать достаточных гарантий этого)¹, температура гомогенизации их может рассматриваться лишь как нижний предел температуры минералообразования, и для нахождения истинной температуры необходимо точно знать давление в период минералообразования (которое может быть существенно выше давления во включении в момент гомогенизации и поддается сравнительно точному определению лишь для некоторых типов включений).

Поскольку точные определения давлений в период минералообразования встречают еще большие трудности, об использовании вариаций давлений для выделения стадий минералообразования можно говорить с еще меньшими основаниями. Достаточно сказать, что изменения давления растворов также могут происходить без перерыва в поступлении растворов — в результате кондуктивного (через породы) прогрева растворов, раскрытия или сжатия трещин, местных тектонических деформаций.

При невозможности использовать более простые и надежные критерии, данные о вариациях температур и давлений необходимо дополнять сведениями о составе включений в минералах и соотношениях фаз в них: выявление закономерных различий этих данных для минералов, предположительно относимых к разным стадиям, позволило бы увеличить надежность рассматриваемого критерия для выделения стадий.

6. Цикличность изменения окислительно-восстановительных условий как критерий стадийности. Изменение минерального состава последовательных минеральных ассоциаций само по себе не может служить критерием стадийности, поскольку может быть обусловлено изменением физико-химических условий и состава растворов в течение одной стадии. Принципиально последовательное отложение большинства известных минералов рудных жил может происходить из одной порции растворов, взаимодействующих с вмещающими породами при понижении температуры. Это, по сути дела, подразумевается сторонниками эволюционной концепции.

¹ Подробный обзор с анализом постулатов термо- и барометрии по включениям см. в работе Э. Рёддера (1970).

Вообще говоря, в качестве критериев стадийности могут быть использованы такие изменения минерального состава, которые свидетельствуют о цикличности изменения кислотности (рН) или окислительно-восстановительных условий (Еh) минералообразующих растворов. Об изменениях кислотности уже говорилось выше. Об изменениях Еh можно судить по изменению окислительного состояния (знака или величины валентности) элемента, входящего в состав отлагавшихся последовательно минералов или измененных вмещающих пород.

Поскольку неоднократное изменение направления окислительно-восстановительных реакций в одну стадию мало вероятно, циклическое изменение Еh растворов можно, по-видимому, считать прямым критерием стадийности. Однако применение этого критерия нередко встречает трудности: во-первых, далеко не все изменения Еh могут быть реконструированы по составу выделившихся минералов, ибо не все изменения окислительно-восстановительных условий среды отражаются заметным образом на составе возникающих минералов, а если и отражаются, то не всегда вполне достаточно для уверенных заключений (связано это с ограниченностью количества элементов, меняющих валентность в природных гидротермальных условиях); во-вторых, даже в случае соединений сравнительно простого состава не всегда, зная стехиометрию, можно установить валентное состояние входящих в него элементов: для этого нередко требуется дополнительное знание ряда данных (координации, межатомные расстояния), которые известны не для всех интересующих нас минералов.

Это наглядно можно проиллюстрировать на примере двух соединений — MoS_2 и FeS_2 . Стехиометрические соотношения в них одинаковы. Для FeS_2 установлено, что в отличие от большинства других сульфидов, имеющих простой ион серы S^{2-} , в пирите и марказите два иона серы сближены до $2,10 \text{ \AA}^4$, образуя комплексный ион с ковалентной связью, при возникновении которой каждый ион серы теряет по одному электрону (Лавес, 1930²). Следовательно, анион S_2^{2-} представляет собой более окисленную форму, чем S^{2-} , имея всего два отрицательных заряда для связи с катионом, например с Fe^{2+} в пирите и марказите. Иное дело молибденит. Некоторые исследователи, вероятно по аналогии с FeS_2 , приписывали молибдену в этом соединении валентность 2+. Но это противоречит структурным данным: «Структура слоистая. Слои, проходящие параллельно гексагональному базису, имеют насыщенные валентности и связаны с соседними слоями лишь посредством сил Ван-дер-Ваальса... Мо обладает по отношению к S координационным числом 6; напротив, атом S связан лишь с тремя атомами «Мо» (Штрунц, 1962, стр. 36, по данным Дикинсона и Полинга). Поскольку здесь спаренных ионов серы нет, она проявляет обычную для нее в состоянии аниона валентность 2-, значит на каждую ее связь с Мо приходится $\frac{2}{3}$ валентности; но у Мо координация 6, следовательно валентность Мо равна: $\frac{2}{3} \times 6 = 4$, т. е. 4+.

При использовании реконструируемых по составам минералов вариаций Еh для установления их цикличности и тем самым для выделения стадий минерализации важно, чтобы соответствующие минералы были широко распространены на месторождении и выделялись в разные стадии. В этом отношении наибольший интерес представляет изменение валентного состояния серы. Известно, что на многих сульфидных месторождениях стадии минерализации начинаются чаще всего с пирита, за которым следуют прочие сульфиды. Если учесть, что полисульфидный анион серы пирита представляет промежуточную ступень восстановления сульфатного аниона до сульфидного простого аниона, то такая закономерность наводит на мысль о переносе металлов в форме сульфатов и отложении их в виде сульфидов в результате восстановления при реакциях растворов с вмещающими породами, содержащими органическое вещество, или смешении с сероводородными водами (Германов, 1961).

Выделение пирита в каждую стадию ранее других сульфидов устанавливается на Лифудзинском месторождении (Кигаи, 1966₁). Ранее образо-

¹ Удвоенный радиус простого иона S^{2-} равен, по Полингу, $3,68 \text{ \AA}$.

² По Штрунцу, 1962.

вание пирита вообще настолько характерно для сульфидных руд, что Лавринг предложил гипотезу, согласно которой сульфидные месторождения формируются двумя различными по возрасту, составу и происхождению типами растворов: ранние эманации, обогащенные серой, при взаимодействии с выщелачиваемым из пород железом образуют пирит, а отложение других сульфидов происходит в результате реакций поздних металлоносных растворов, бедных серой, с ранее возникшими скоплениями пирита или вследствие смешения этих растворов с обогащенными серой растворами из другого источника (Lovering, 1961). Но такая гипотеза вряд ли способна объяснить многократное возникновение пирита на целом ряде месторождений в разные стадии. Пришлось бы предположить попеременное поступление растворов, то обогащенных, то обедненных серой, что значительно менее вероятно, чем закономерное изменение Eh растворов со временем в каждую стадию минерализации.

Приведенный выше пример показывает, что реконструкция вариаций Eh в ходе гидротермального процесса может существенно помочь не только при выделении стадий минерализации, но и при решении некоторых генетических проблем. Чтобы облегчить анализ вариаций Eh, в таблице дана группировка минералов гидротермальных руд и метасоматитов по степени окисления элементов, меняющих валентность в гидротермальных условиях.

Развитие со временем физико-химической теории и эксперимента, вероятно, позволит реконструировать вариации pH и Eh растворов с использованием полей устойчивости минералов, содержащих и разноименные ионы. В настоящее время с необходимой в нашем случае деятель-

Систематика главных минералов руд по валентному состоянию некоторых элементов

Ионы в порядке уменьшения степени окисления для каждого элемента	Минералы	Ионы в порядке уменьшения степени окисления для каждого элемента	Минералы
Fe ³⁺	Fe-шпинели, андрадит, гематит	Cu ⁺	Айкинит, борнит, анаргит, люционит, станнит, блеклые руды, амплектит, штромейерит, виттихенит
Fe ³⁺ и Fe ²⁺	Многие силикаты, бораты ряда люовигит — пайджит, магнетит, пирротин	Cu ⁰	Медь самородная
Fe ²⁺	Герцинит, трифилин, триплит, колумбит, танталит, вольфрамит, большинство сульфидов, карбонаты	Au ⁺	Мутманнит
S ⁶⁺	Барит, ангидрит, гипс, алузит	Au ⁰	Петцит
[S ₂] ²⁻ или [RS] ²⁻ (R = As, Sb)	Пирит, марказит. Кобальтин, герсдорфит, ульманит, арсениопирит, глауколот, гудмундит	Ag ⁺	Золото самородное
S ²⁻	Почти все остальные сульфиды включая молибденит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, все сульфосоли, антимонит, киноварь и др.	Ag ⁺	Штернбергит, мутманнит
Sn ⁴⁺	Норденшельдин, касситерит, станнин, канфильтит, торолит	Ag ⁰	Гессит, петцит, аргиродит, канфильтит, штромейерит, павонит, стефанит, полибазит, андорит (и др. сульфогалениды свинца и серебра), прустит, пираргирит
Sn ²⁺	Герценбергит, тиллит	As ⁺	Серебро самородное
Mo ⁶⁺	Молибдоселит	As ³⁺	Энаргит, люционит
Mo ⁴⁺	Молибденит	As ³⁺	Теннантит, дюфренуазит (и прочие сульфогалениды свинца), геокронит, прустит, аурипигмент
Bi ³⁺	Висмутин, теллуrowисмутит, айкинит, амплектит, виттихенит, павонит	As ²⁺	Реальгар
Bi ⁰	Висмут самородный	As ⁰	Мышьяк самородный
Cu ²⁺	Кубанит, халькопирит, валлерит	[As ₂] ²⁻ или [AsS] ²⁻	Леллингит, смальтин, хлорантит, арсениопирит, глауколот, кобальтин, герсдорфит, саффролит, раммельсбергит
		As ²⁻	Никелин
		Sb ³⁺	Антимонит
		Sb ⁰	Сурьма самородная
		[SbS] ²⁻	Ульманит, гудмундит
		Sb ²⁻	Брейтгауптит

ностью это может быть сделано для повышенных температур только в редких случаях и при большой изобретательности исследователя.

К использованию вариаций окислительно-восстановительных условий для выделения стадий близка попытка Б. Ф. Зленко (1962) применить для той же цели изменения парциального давления серы и кислорода, оцениваемые в основном по изменению валентного состояния железа и серы. Но стадии им выделены преимущественно на основе других критериев, поскольку в одну «стадию» изменения парциального давления серы и кислорода оказываются не однообразными, с минимумами и максимумами, что трудно увязывается с непрерывностью процесса.

7. Прочие критерии стадийности. Можно предвидеть попытки использовать для выделения стадий изменения содержаний элементов-примесей в различных генерациях одного и того же минерала. Однако в общем случае ценность такого критерия представляется сомнительной. Несколько генераций одного минерала может возникнуть в одну стадию минерализации, причем довольно часто эти генерации заметно отличаются и по составу элементов-примесей. Так, вариации содержаний примесей бериллия и индия в касситеритах одной стадии были использованы автором для выявления внутростадийной зональности отложения на Лифудзинском месторождении (Кигаи, 1966₁). Таким образом, изменения состава и содержания элементов-примесей не могут служить прямым и надежным критерием стадийности.

То же самое следует сказать о надежности использования различий генераций минералов по физическим свойствам, например по диэлектрической проницаемости (Покалов, 1957), оптическим свойствам, микротвердости, двойникованию, следам полиморфных превращений, а также по габитусу и другим типоморфным признакам, если дополнительно не привлекаются какие-то другие данные или критерии.

Разумеется, детальные исследования могут в дальнейшем расширить список приведенных выше критериев стадийности или повысить степень надежности некоторых из них.

Применение критериев стадийности и возможные осложнения. При выделении стадий минералообразования на месторождениях следует использовать весь комплекс перечисленных критериев, начиная с наиболее легко применяемых и доступных исследователю, но не забывая при этом относительной степени надежности различных критериев. Одной из самых первых и важнейших ступеней исследования является установление последовательности выделения минералов (и их генераций) и минеральных ассоциаций. Следует выявить особенности пространственного разобщения ассоциаций минералов, выделявшихся близко по времени, пересечения между разновозрастными ассоциациями, соотношения их с различными стадиями развития дизъюнктивной тектоники месторождения и с дайками изверженных пород.

Типы метасоматитов, характерные для различных стадий минералообразования, выявляются обычно уже при выяснении последовательности выделения минералов руд и метасоматитов. Установлению относительно возраста минералов метасоматитов и руд обычно помогает в той или иной мере проявленное практически на любом месторождении пространственное разобщение разновозрастной минерализации. «Чистые» одностадийные метасоматиты встречаются чаще всего около фланговых частей крупных жил или около мелких самостоятельных жил и прожилков, наиболее простых по минеральному составу, т. е. сложенных практически одностадийной рудной минерализацией. Нужные жилки и метасоматиты можно чаще всего найти в кварцплажных выработках вдали от обогащенных участков месторождения. Ознакомившись с предположительно чистыми случаями одностадийных минеральных ассоциаций руд

и сопряженных с ними метасоматитов и изучив строение соответствующих метасоматических колонок, затем уже легче усмотреть взаимоотношения разновозрастных руд и метасоматитов в промысленных участках рудных тел, где обычно совмещается минерализация нескольких стадий как в рудах, так и в околорудных измененных породах.

Надежно составленная парагенетическая диаграмма, на которой указаны возрастные взаимоотношения всех минералов (включая их генерации) руд и околорудных метасоматитов, обычно содержит достаточно сведений для уверенного выделения стадий минерализации, в частности для выявления цикличности околорудных изменений — рудоотложения (фиг. 2).

К распространенным ошибкам при составлении такого рода диаграмм, не позволяющим использовать их для выделения стадий, относятся следующие: 1) наблюдаемые возрастные соотношения искажаются при нанесении на диаграмму объединением различных генераций одного минерала, выделение которых фактически чередовалось с отложением других минералов, в единые протяженные «рыбки», лишь меняющие толщину в различных участках; правильное же было бы изображать генерации отдельными отрезками, отражая на диаграмме все реально наблюдаемые возрастные соотношения; 2) показывают возрастные соотношения только минералов руд без минералов околорудных метасоматитов; 3) без особых на то оснований часто показывается параллельное (строго одновременное) выделение нескольких минералов, что в рудных телах, скорее всего, относится к редким исключениям, хотя весьма характерно для околорудных метасоматитов. Последний пункт требует некоторых дополнительных комментариев.

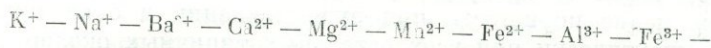
Детальными микроструктурными наблюдениями можно доказать одновременность роста двух минералов, из которых по крайней мере один кристаллизуется в виде сферолита (Дымков, 1962, 1966). Но в общем случае индифферентность двух контактирующих минералов друг к другу (индукционные грани, отсутствие пересечения и коррозии) может быть результатом не только совместного роста, но также и перекристаллизации руды, что, например, характерно для кварца и вольфрамита многих месторождений грейзеновой формации и может быть доказано наблюдениями различных стадий метаморфизма руд в пределах одного рудного тела.

Вместе с тем трудно доказать одновременность отложения двух минералов А и Б, если они развиты в разных частях рудного тела или месторождения и вместе не встречаются, что тем более может быть затуманено наличием и более поздней генерации одного из минералов, скажем, Б, которая встречается вместе с А и замещает его. В таких случаях прямое доказательство одновременности минерала А с первой генерацией минерала Б практически невозможно из-за отсутствия достаточно чувствительных и точных для этого геохронологических методов. К сожалению, пока нет особых оснований надеяться, что такие точные «геологические часы» могут быть изобретены. Можно попытаться использовать в подобных случаях косвенные критерии, в частности детальное сравнительное изучение однотипной зональности в соседних рудных телах, имеющих различную вертикальную протяженность (по аналогии с доказательством одновременного разрастания зон одной метасоматической колонки), но надежные примеры таких исследований для рудных тел автору не известны.

Что же касается составления парагенетических диаграмм, то очень важно, чтобы все спорные и неясные взаимоотношения были оговорены или непосредственно на самой диаграмме или в сопровождающем ее тексте. Диаграмму можно с пользой дополнить указаниями на возрастное положение меж- и внутрискладных подвижек, даек изверженных пород, а также термометрическими данными.

Более глубокое изучение гидротермального процесса требует анализа характера кислотно-основных взаимодействий в различные периоды. Согласно разработанному Д. С. Коржинским (1956) принципу кислотно-основного взаимодействия в растворах, при повышении кислотности растворов происходит повышение активности кислотных компонентов, и тем более сильное, чем выше их кислотность, и понижение активности оснований, также тем более сильное, чем выше их основность. При повышении щелочности (понижении кислотности) растворов, наоборот, возрастают активности оснований и понижаются активности кислотных компонентов. Поскольку повышение активности какого-либо компонента благоприятствует переходу его из раствора в твердую фазу, а понижение активности — переходу в раствор, то при взаимодействии растворов с породами это приводит к упомянутой выше гидротермальной кислотно-основной дифференциации. Следовательно, зная относительную кислотность — основность интересующих нас компонентов и порядок выщелачивания их из вмещающих пород или отложения в рудах, можно определить тенденцию изменения кислотности раствора в период формирования соответствующих руд или метасоматитов.

Применение указанного принципа к гидротермальным процессам осложняется недостаточностью данных об относительной кислотности — основности компонентов при температурах гидротермального процесса, т. е. о константах диссоциации различных соединений петрогенных и рудных элементов при повышенных температурах. Оценка кислотности компонентов по электроотрицательности соответствующих элементов и ионов (Д. С. Коржинский, 1956) или по условным потенциалам ионизации (Жариков, 1967) не вполне точно даже для реакций при комнатной температуре. Правда, для обычных условий практически вполне подходит ряд «электроположительности» (по возрастанию величины средней энергии ионизации атомов на валентный электрон), выведенный Д. С. Коржинским (1966) ¹:



$Ti^{4+} - V^{3+} - Si^{4+}$. В этом ряду слева направо убывает основность и возрастает кислотность ионов. Экстраполяция же к повышенным температурам должна производиться с большой осторожностью, так как кислотность — основность соединения зависит от свойств всех элементов, входящих в его состав, а также от свойств самой среды, например растворителя, меняющихся с температурой. Еще более усложняет задачу разнообразие состава соединений, образованных интересующими нас компонентами. Константы диссоциации различных соединений сильно зависят от температуры; при этом не исключено, что некоторые однотипные соединения с ростом температуры могут меняться местами по относительной кислотности — основности, и в первую очередь этого следует ожидать для компонентов, близко стоящих в указанном выше ряду.

Учитывая все эти осложнения, при оценке кислотно-основных взаимодействий необходимо исходить из поведения возможно большего числа компонентов и, кроме того, максимально использовать имеющиеся экспериментальные данные, из которых в первую очередь можно рекомендовать опубликованные Хемли с соавторами (Hemley, 1959—1960; Hemley et al., 1961). Много хороших примеров анализа вариаций кислотности растворов на основе изучения околорудных метасоматитов приведено в работах Д. С. Коржинского (1953), В. А. Жарикова, Б. А. Омеляненко (1965) и др. Однако крайне сомнительна характерная для этих работ интерпретация кремнезема как наиболее кислотного компонента и отнесение на этой основе калишпат-кварцевых и альбит-кварцевых

¹ Приводится с сокращением и без численных значений, имеющих в статье Д. С. Коржинского.

метасоматитов к кислотным, хотя характерное для тыловой части колонок последних образование мономинеральных калишпатовых и альбитовых зон, ранее монокварцевых, позволяет, учитывая экспериментальные данные, уверенно относить эти метасоматиты к щелочным. Примерами могут служить колонка калишпатовых метасоматитов Давендинского месторождения, описанная В. И. Данилевским и Г. В. Александровым (1966), колонка альбитовых метасоматитов, которую изучили Г. А. Лисицына и П. А. Раудонис (1970). Подобные примеры, число которых можно было бы легко умножить, указывают на образование калишпатовых и альбитовых метасоматитов в процессе щелочного метасоматоза («волна щелочности», не предусмотренная Д. С. Коржинским и его соратниками) и на последующее окварцевание их после инверсии щелочности растворов.

Подобным же образом ведет себя кремнезем и в колонках кислотного выщелачивания, где до мономинеральной кварцевой зоны нередко возникают мономинеральные турмалиновые, серицитовые, хлоритовые (Кига́й, 1966,) и мусковитовые (в грейзенах) метасоматиты (взаимоотношения мономинеральных мусковитовых и кварцевых метасоматитов в колонках грейзенов хорошо описаны для вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья О. Д. Левицким, 1939). Поскольку, согласно разработанной Д. С. Коржинским (1953) теории метасоматической зональности, при однонаправленном изменении кислотности раствора возможно образование только одной мономинеральной тыловой зоны, из приведенных взаимоотношений вытекает, что и в колонках кислотного выщелачивания монокварцевая зона возникает после инверсии кислотности раствора в каждую стадию. Это хорошо согласуется с многочисленными данными о выносе кремнезема при образовании колонок метасоматитов кислотного типа, с обычной ролью кварца как самого типичного жильного минерала, наиболее близкого к рудным по времени выделения, а также с поведением пористости пород при процессе метасоматоза и рудоотложении (понижение пористости при рудоотложении и окварцевании, но повышение практически при всех остальных типичных околорудных изменениях) и со многими другими результатами исследований руд и сопряженных с ними метасоматитов. Обзор и анализ таких данных имеется в работе автора (Кига́й, 1966₁).

Все это показывает, что кремнезем как главный компонент силикатных вмещающих пород выносится из них при гидротермальных изменениях, обычно предшествующих рудоотложению каждой стадии, и переотлагается после инверсии щелочности или кислотности в результате переосыщения им растворов по завершении активных изменений пород, выделяясь близко ко времени с рудными минералами. Поэтому при минералообразовании в силикатных вмещающих породах циклическое выщелачивание и переотложение кремнезема может служить дополнительным критерием стадийности процесса.

Кстати говоря, обычное отложение кремнезема после щелочного метасоматоза и до начала последующей грейзенизации (на многих месторождениях редких металлов, молибдена и вольфрама СССР) и четкая приуроченность грейзенизации к хорошо развитым трещинным структурам (см. Кига́й, 1966₂) позволяют сомневаться в возможности возникновения в одну стадию сначала щелочных метасоматитов с сопряженным редкометальным или молибденным оруденением, а затем грейзенов с сопряженной вольфрамовой и прочей минерализацией, хотя доказательству такой возможности посвящены многочисленные геологические и экспериментальные работы А. А. Беуса с сотрудниками (Беус, Соболев, 1962; Беус, 1963). На приповерхностных месторождениях можно допустить одностадийное развитие кислотного выщелачивания и затем щелочного метасоматоза, обусловленное повышением щелочности первоначально кислых растворов в результате улечивания кислотных компонентов (Аверь-

ев, 1961; Набоко, 1962). На типичных же эндогенных месторождениях в одну стадию, по всей видимости, возможен лишь один цикл кислотно-основного взаимодействия, будь он щелочной или кислотный, на чем частично основаны рассмотренные выше наиболее надежные критерии стадийности.

В связи с проблемой стадий минерализации следует коротко остановиться также на относительном возрасте метасоматитов и руд одной стадии. Обычно наблюдаемого замещения метасоматитов тыловой зоны рудными минералами недостаточно для вывода о формировании руд каждой стадии после завершения гидротермальных преобразований пород, ибо рудную жилу можно рассматривать как самую тыловую часть закономерно разрастающейся метасоматической колонки. А синхронное развитие зон одной метасоматической колонки уже сомнений ни у кого не вызывает. Теоретически вполне допустимо отложение руд одновременно с преобразованием вмещающих пород. Тем не менее анализ вариаций кислотности растворов и послееверсионное отложение кварца вместе с рудными минералами указывают, скорее, на обычное формирование руд уже практически после завершения сопряженных гидротермальных изменений пород. Следует также подчеркнуть, что отложение руд в ходе повышения кислотности кислых или щелочности щелочных растворов мало вероятно в силу амфотерных свойств большинства типичных рудообразующих элементов, растворимость гидроксидов и сульфидов которых, минимальная в области растворов, близких к нейтральным, повышается как с ростом кислотности, так и с ростом щелочности. Для сульфидов цинка и серебра такая тенденция убедительно выявлена экспериментами Б. Н. Мелентьева, В. В. Иваненко и Л. А. Памфиловой (1968). Указанная малая вероятность подтверждается практическим отсутствием синхронных рудных минералов в составе фронтальных и промежуточных зон метасоматической колонки.

Конечно, для выделения стадий не так уже важно, сформировались ли руды позже сопряженных с ними метасоматитов или одновременно с ними, поскольку и в том, и в другом случае рудные минералы будут замещать метасоматиты тыловой зоны сопряженной колонки, но будут в свою очередь пересекаться и замещаться метасоматитами и рудами всех последующих стадий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Строгий подход к выделению стадий гидротермального минералообразования дает геологу, изучающему рудные месторождения, важный ключ к расшифровке условий рудообразования. Он позволяет: 1) установить режим поступления растворов в сферу рудоотложения; 2) в общих чертах судить о характере изменения кислотности, Eh , температуры и давления растворов, а также о последовательности и химизме реакций взаимодействия растворов с вмещающими породами и реакций в самих растворах; 3) правильно подойти к анализу форм переноса металлов в растворах и использованию сопряженных с оруденением метасоматитов для поисков руд; 4) с учетом сведений о последовательности и направлении развития и подновления рудовмещающих структур выяснить причины наблюдаемой зональности оруденения и таким образом грамотно и обоснованно решить главную задачу прогноза оруденения на глубину и по простиранию рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М.* Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Аверьев В. В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Банщикова И. В.* Стадийность минерализации месторождения Кара-Оба по данным изучения газово-жидких включений в минералах.— В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.
- Барсуков В. Л.* К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Бегеттин А. Г.* О причинах движения гидротермальных растворов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Бегеттин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлуи Т. Н.* Текстуры и структуры руд. Изд-во АН СССР, 1958.
- Беус А. А., Соболев Б. П.* О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах.— В сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.
- Беус А. А.* Об эволюции химического состава высокотемпературных послемагматических растворов.— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Билибин Ю. А.* К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, № 2.
- Вольфсон Ф. И.* К вопросу о соотношении оруденения эндогенных месторождений с дайками интрузивных пород.— В сб. научн. трудов Моск. ин-та цветных металлов и золота им. М. И. Калинина, № 25. Металлургиздат, 1955.
- Германов А. И.* О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 6.
- Германов А. И.* О возможном участии органического вещества в геохимических процессах, совершающихся в областях новейшего и современного вулканизма.— Труды Лаб. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Германов А. И.* Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 7.
- Гогоров И. Н.* Грейзенизация известняков и интрузирующих их гранитов.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Грейтон Л.* Природа рудообразующего флюида. Госгеолиздат, 1946.
- Григорчук Г. Ю.* О стадиях минерализации.— Мин. сб. Львовск. гос. ун-та, 1965, № 19, вып. 2.
- Грушкин Г. Г.* Об изменении физико-химических факторов равновесия при минералообразовании на флюоритовом месторождении Аурахмат.— 1958, II, вып. 2.
- Данилевский В. И., Александров Г. В.* О гидротермальной калишпатизации вмещающих пород Давендинского молибденового месторождения (Восточное Забайкалье).— В сб. «Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых». Изд-во ЛГУ, 1966.
- Дербинов И. В.* О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 1.
- Дубровский В. Н.* О соотношении даек и оруденения на Хрустальном оловянном месторождении.— Изв. АН СССР, серия геол. 1957, № 1.
- Дубровский В. Н.* К вопросу о стадийности рудообразования на примере Хрустального оловянного месторождения.— В сб. «Материалы конференции молодых ученых Москворецкого района г. Москвы, посвященной 40-летию Ленинского Комсомола», вып. IV, геол. секц. М., 1958.
- Дубровский В. Н.* Стадии минерализации и зональность касситеритово-сульфидного Хрустального месторождения (Дальний Восток СССР).— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Дубровский В. И., Константинов Р. М.* На заседании отдела геологии эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 4.
- Дымков Ю. М.* Одновременный совместный рост выделений настурана и сопровождающих его минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3.
- Дымков Ю. М.* Вопросы генезиса сферолитов настурана.— Атомная энергия, 1966, 20, вып. 3.
- Ежов А. И.* Метасоматические породы Шалгинского района (Центральный Казахстан).— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра». М., 1966.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Жариков В. А.* Кислотно-основные характеристики минералов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Жариков В. А.* Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Желтов Ю. И.* Деформации горных пород. Изд-во «Недра», 1966.
- Зленко Б. Ф.* Изменения вмещающих пород и стадии минерализации на Вавилонском месторождении (Рудный Алтай).— Геол. рудн. месторожд. 1962, № 1.

- Изох Э. П.* «Послегранитовые» дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому орудуению.— Сов. геология, 1958, № 10.
- Ингерсон Э.* Методы и проблемы геологической термометрии.— В сб. «Проблемы рудных месторождений». ИЛ, 1959.
- Индолев Л. Н., Лир Ю. В., Марин Ю. Б.* О последовательности магматизма и рудообразования в Депутатском рудном узле.— В сб. «Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых». Л., 1971.
- Кайкова Т. М.* Применение ориентированных шлифов при установлении относительного возраста даек.— Записки Всес. мин. об-ва, 1949, № 1.
- Кигай И. Н.* Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Кигай И. Н.* Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиасцендентной зональности.— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Кигай И. Н.* Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Кигай И. Н.* О пульсационной теории, стадий гидротермального минералообразования и зональности орудуения.— В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Комаров П. В., Комарова Г. Н., Гольцман Ю. В., Аракелянц М. М.* Возрастные соотношения интрузивных проявлений Ключкинского рудного поля в Восточном Забайкалье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 12.
- Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С.* Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С.* Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия. 1956, № 7.
- Коржинский Д. С.* Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация.— Докл. АН СССР, 1958, 122, № 2.
- Коржинский Д. С.* Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах.— В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. Изд-во «Наука», 1969.
- Кушнарев И. П.* Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 6.
- Кушнарев И. П.* Глубина образования эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1969.
- Левецкий О. Д.* Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья.— В кн. «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1939.
- Леммлейн Г. Г.* О происхождении плоских кварцев с белой полосой.— В сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Лесняк В. Ф.* Температурные условия образования одного свинцово-цинкового месторождения Кавказа.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1954, № 8.
- Лесняк В. Ф.* Опыт минералотермометрических исследований Тырны-Аузского скарново-рудного комплекса на Северном Кавказе.— Труды ВНИИП, 1957, т. I, в. 2.
- Лисицына Г. А., Раудонис П. А.* Кварцальбитовый тип околорудных изменений вмещающих пород на гидротермальных уран-молибденовых месторождениях.— В сб. «Проблемы метасоматизма». Изд-во «Недра», 1970.
- Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. Изд-во «Наука», 1972.
- Локерман А. А.* Минералотермометрия в связи с проблемой «Руда и дайки». — В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». Изд-во «Наука», 1965.
- Малиновский Е. П.* Некоторые вопросы генезиса пологопадающих кварцевовольфрамитовых жил Букуриинского месторождения.— В сб. «Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии». Изд-во АН СССР, 1959.
- Малиновский Е. П.* Растворение и перетложение молибденита в процессе микроклиннизации на Первомайском месторождении.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А.* «Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях». Изд-во «Наука», 1968.
- Мозгова Н. Н.* О взаимоотношении дайки диабазового порфирита с оруденелым скарном месторождения Верхнего рудника (Тетюхе, Приморский край).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Набоко С. И.* Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород.— Сов. геология, 1962, № 1.
- Некрасов И. Я.* О причине возникновения пульсационной зональности на оловорудных месторождениях Северо-Восточной Якутии.— В сб. «Проблемы

- постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, 1963.
- Образцова З. А.* О роли рудовмещающих пород в формировании гипогенных руд полиметаллических месторождений.— В сб. «Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых». Изд-во ЛГУ, 1966.
- Овчинников А. М.* Гидрогеологические условия гидротермальных процессов.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, 32 (5).
- Павлова И. Г.* О формах и времени проявления калишпатизации при грейзенообразовании.— В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд-во ЛГУ, 1967.
- Петровская Н. В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В сб. «Генетические проблемы руд». Госгеолтехиздат, 1960.
- Повилайтис М. М.* Соотношения оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джидинского месторождения).— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Повилайтис М. М.* Основные черты минералогии Джидинского молибдено-вольфрамового месторождения. Изд-во АН СССР, 1960.
- Покалов В. Т.* Опыт использования диэлектрической константы кварца для выделения стадии рудообразования на одном из молибденовых месторождений.— В сб. научно-технич. информ. (Мин-во геол. и охр. недр СССР), 1957, № 5.
- Реддер Э.* Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов.— В сб. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений» (под ред. Х. Барнса). Изд-во «Мир», 1970.
- Рехарский В. И.* О месте молибденита и ассоциирующих с ним минералов в молибденовых месторождениях.— В сб. «Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе». Изд-во «Наука», 1970.
- Смирнов В. И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел.— В сб. «Генетические проблемы руд». Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов С. С.* Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья.— Труды ВГРО, 1933, вып. 327.
- Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Соболев В. С.* Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.
- Строганов А. Н.* Взаимоотношение даек и оруденения на месторождении Караоба (Центральный Казахстан).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, № 6.
- Тугаринов А. И.* О причине формирования рудных провинций.— В сб. «Химия земной коры», т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 2. Изд-во «Мир», 1964.
- Фаворская М. А.* О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Федорчук В. П.* О генезисе глинистых минералов в рудно-сурьмяных месторождениях Южной Ферганы.— Записки Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 6.
- Флеров Б. Л.* Околожилльные изменения на примере одного из месторождений Северо-Востока СССР.— Труды Якутск. фил. АН СССР, 1959, сб. 4.
- Хетчиков Л. Н.* О соотношении даек порфиритов со скарново-полиметаллическими рудами на месторождении Первого Советский рудник.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 1.
- Шипулин Ф. К.* О малых интрузиях Юго-Восточного Приморья.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 3.
- Шлыгин А. Е.* О возможности возникновения «замкнутых систем» при формировании гидротермальных месторождений и ореолов околорудных изменений.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Штемрок М.* Генетические проблемы оловянно-вольфрамово-молибденовых месторождений Восточных Рудных гор.— В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамитовых месторождений». Изд-во ЛГУ, 1967.
- Штрунц Х.* Минералогические таблицы. Госгеолтехиздат, 1962.
- Щеглов А. Д.* О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенических исследованиях.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 4.
- Щеглов А. Д.* О некоторых особенностях формирования гидротермальных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 5.
- Щерба Г. Н.* Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1960.
- Ahlfeld F.* Die zonale Verteilung der Erzlagertstätten in der bolivianischen Metallprovinz.— N. J. Miner., Abh., 1957, Bd. 91, Hf. 1/3.
- Anderson A. L.* Cobalt mineralization in the Blackbird district, Lemhi county, Idaho.— Econ. Geol., 1947, 42, N 1.
- Barth T. F. W.* Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland.— Carnegie Inst. of Wash., 1950, Publ. 587.
- Berg G.* Die Füllung der Gangspalten.— Zeitschr. f. prakt. Geol., 1938, Hf. 12.
- Boyle R. W.* The geology, geochemistry, and origin of the gold deposits of the Yellowknife district.— Geol. Surv. of Canada, memoir 310, 1960.
- Collins J. H.* Notes on the principal lead-bearing lodes of the West of England.— Trans. Royal Geol. Soc. of Cornwall, 1902, XII.
- Collins J. H.* Observations on the West of England mining region.— Trans. Royal Geol. Soc. of Cornwall., 1912, XIV.

- Day A. L.* Some causes of volcanic activity (address before Franklin Inst., Philadelphia), 1924 (After C. S. Ross, 1935).
- De Launay L.* Les variations des filons métallifères en profondeur.— Rev. gen. des Sciences, 1900, 11.
- Dines H. G.* The metalliferous mining region South-West England. 1. London, 1956.
- Emmons W. H.* Primary downward changes in ore deposits.— Trans. Amer. Inst. Met. Min. Eng., 1924, 70.
- Emmons W. H.* Relation of metalliferous lode systems to igneous intrusives.— Trans. Amer. Inst. Met. Min. Eng., 1927, 74.
- Emmons W. H.* The basal region of granitic batholiths.— J. Geol., 1933, N 1.
- Emmons W. H.* Hypogene zoning in the metalliferous lodes.— Intern. Geol. Congr., Rep. XVI sess., 1936, 1.
- Emmons W.* Gold deposits of the world. Ed. McGraw-Hill, 1937.
- Garrels R. M.* Solubility of metal sulfides in dilute vein-forming solutions.— Econ. Geol., 1944, 39, N 7.
- Goranson R. W.* Silicate-water systems: phase equilibria in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ systems at high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1938, 35-A.
- Hemley J. J.* Some mineralogical equilibria in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— Amer. J. Sci., 1959, 257, N 4; 1960, 258, N 2.
- Hemley J. J., Meyer C., Richter D. H.* Some alteration reactions in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1961, 424-D.
- Hills L.* The zinc-lead sulphide deposits of the Read-Rosebery district; pt. 2, Rosebery group.— Tasmania Geol. Surv. 1915, Bull. N 23.
- Hulin C.* Ore genesis and ore shoots.— Eng. Min. J., 1929, 127, N 6.
- Kigai I. N.* Cyclic wall-rock alterations as criterion for stage mineralogenesis.— Internat. Union of Geol. Sci., A, N 2: Problems of hydrothermal ore deposition. Schweizerbart, Stuttgart, 1970.
- Knopf A.* Geology and ore deposits of the Rochester district, Nevada.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1924, 762.
- Kutina J.* The zonal theory of ore deposits.— Econ. Geol., 1957, 52, N 3.
- Lovering T. S.* Sulfide ores formed from sulfide-deficient solutions.— Econ. Geol., 1961, 56, N 1.
- Morey G. W.* Development of pressure in magmas as result of crystallization.— J. Wash. Acad. Sci., 1922, 12, N 9.
- Neumann H.* On hydrothermal differentiation.— Econ. Geol., 1948, 43, N 2.
- Nolan T. B.* The Gold Hill mining district, Utah.— U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1935, 177.
- Park Ch. F.* The problem of vertical zoning.— Econ. Geol., 1957, N 5.
- Park Ch. F.* The zonal theory of ore deposits.— Econ. Geol., 1955, 50-th Anniv. volume (1905-1955), pt. 1.
- Park Ch. F.* Zoning in ore deposits. (The pulsation theory and the role of structure in zoning).— Symposium «Problems of postmagmatic ore deposition», 1. Prague, 1963.
- Piša M.* Minerogenese. Pb-Zn-Ložiska v Bohutíně u Příbrami.— Sborn. geologických Věd, řada LG, Praha, 1966, sv. 7.
- Ross C. S.* Origin of the copper deposits of the Ducktown type in the Southern Appalachian region.— U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1935, 179.
- Spurr J. E.* A theory of ore-deposition.— Econ. Geol., 1907, 2, N 8.
- Spurr J. E.* Ore-deposition at Aspen, Colorado.— Econ. Geol., 1909, 4, N 4.
- Spurr J. E.* Theory of ore-deposition.— Econ. Geol., 1912, 7, N 5.
- Spurr J. E.* Geology and ore-deposition at Tonopah, Nevada. Econ. Geol., 1915, 10, N 8.
- Van Hise C. R.* Some principles controlling the deposition of ores.— Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1902.
- Waller G.* Report on the Zeehan silver-lead mining field.— Tasmania Geol. Surv. Bull., 1904.
- Wegmann E.* Transformation métasomatique et analyse tectonique.— Reports Internat. Geol. Congr., XVIII sess., 1950, pt. 3, London.
- White D. E.* Thermal waters of volcanic origin.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68, N 12, pt. 1.

В. Н. Дубровский **ЗНАЧЕНИЕ ГИПОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
ДЛЯ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ
ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ПОИСКОВ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ¹**

В основе оценки глубинных частей месторождений и отдельных рудных тел лежит использование практически всего обширного комплекса геологических явлений и признаков, позволяющих с той или иной долей вероятности судить о вертикальной протяженности интервала промышленного оруденения и возможных запасах полезного компонента, вещественном составе руд и структурно-морфологическом типе рудных тел, закономерностях размещения обогащенных рудных столбов и участков разведки, что в свою очередь помогает рационально спланировать разведку и эксплуатацию глубоких горизонтов.

Поиски скрытого оруденения— самостоятельная, но сходная по типу задача, решение которой также возможно лишь на базе детального изучения геологического строения региона и особенностей проявления в нем месторождений различных типов. Не ставя перед собой цель детально охарактеризовать роль всех возможных геологических признаков и явлений, отметим, что для оценки глубинных частей месторождений и поисков скрытого оруденения наиболее существенным представляется знание особенностей стратиграфического разреза и проявлений магматизма, типов пликативных и дизъюнктивных деформаций, формационной природы оруденения, а также относительного возраста вмещающих пород, интрузивных и эффузивных образований, складчатости, рудовмещающих структур, оруденения, региональных или собственно околорудных метаморфических изменений. Особое значение имеет сумма геологических, палеогеографических и геоморфологических критериев, позволяющая судить о величине и типе эрозионного среза.

Самостоятельное место при решении обеих задач занимает использование разнообразных проявлений гипогенной зональности. Наши знания о природе и типах зональности носят пока еще в очень большой степени эмпирический характер и базируются главным образом на практическом опыте разведки и эксплуатации разнообразных рудных объектов. Этот опыт позволяет составить представление о наиболее часто встречающихся случаях, на которых обычно и основываются прогнозы; однако разнообразие природных ситуаций настолько велико, а природа зонального размещения полезных компонентов настолько зашифрована обилием определяющих ее факторов, что принято считать чуть ли не достижением, когда такие прогнозы оправдываются лишь на 60—70%.

Таким образом, использование наших знаний о гипогенной зональности для прогнозных оценок при поисках скрытого оруденения и при планировании разведки глубоких горизонтов месторождений не является самостоятельным методом, а возможно лишь в самом тесном сочетании со всей суммой данных о геологическом строении рассматриваемой территории и отдельных объектов.

Целесообразно различать зональность собственно рудных тел и залежей, зональность первичных ореолов рассеяния рудообразующих компо-

¹ Обзор, обобщающий материалы обоих томов настоящего издания.

нентов и, наконец, зональность ореолов гидротермального изменения вмещающих пород. В практике прогнозных оценок все три вида зональности рассматриваются обычно в едином комплексе. Важно поэтому попытаться оценить значение каждого из этих видов.

Для рудных тел собственно в настоящее время можно считать наиболее принятым выделение двух генеральных типов зональности: а) пульсационной, выражающейся в закономерном пространственном разобщении или частичном наложении минеральных комплексов, соответствующих последовательным стадиям минерализации, и б) зональности отложения, понимаемой нами как закономерное распределение любых вещественных признаков (минералов с их типоморфными свойствами, парагенетических ассоциаций рудных и иных элементов, элементов-примесей, физических свойств минералов и пр.) в пределах рудных тел или их частей, сформировавшихся в одну стадию.

О ЗНАЧЕНИИ ПУЛЬСАЦИОННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Относительно полнее к настоящему времени изучены случаи проявления пульсационной зональности, которые главным образом и используются для суждений о перспективах глубоких горизонтов различных рудных месторождений.

В геологической литературе и геологической практике укоренился обычай различать прямую и обратную пульсационную зональность. Правомочность употребления этих терминов сама по себе не вызывает сомнений; однако представляется необходимым еще раз предостеречь от резкого противопоставления одного типа зональности другому, поскольку и прямая, и обратная зональность — это лишь две стороны одного и того же явления — закономерного пространственного размещения ранних и поздних минеральных ассоциаций, соответствующих стадиям минерализации. Особый интерес для разнообразных прогнозов представляет собой еще один тип проявления пульсационной зональности, рассмотренный в специальной работе О. Д. Левицкого и В. И. Смирнова (Левицкий, Смирнов, 1959). Речь идет о зонах безрудной минерализации, формирующихся в заключительные стадии процесса рудообразования и размещающихся, как правило, на фланговых участках рудовмещающих структур. Изучение типов подобных зон и разработка методов, позволяющих отличать надрудные зоны от подрудных, относятся к числу первоочередных задач в области учения о зональности, решение которых даст возможность широко использовать безрудные зоны при поисках скрытого оруденения по проявлениям нерудной минерализации и определении перспектив глубоких горизонтов месторождений.

На эндогенных месторождениях практически всех полезных ископаемых установлены различные проявления первичной вертикальной зональности. Одни из них контрастны, хорошо поддаются документации, фиксируются всегда или почти всегда, другие встречаются несистематически, скрыты от непосредственного наблюдения, требуют для своей расшифровки применения специальных методов.

Проявления вертикальной пульсационной зональности, выражающейся в пространственном разобщении (включая взаимные наложения) разновозрастных минеральных ассоциаций, известны практически для всех тех месторождений, изучение вещественного состава которых позволяет относить их к многостадийным. Использование же закономерностей пространственного размещения, соответствующих стадиям минеральных ассоциаций, для оценки перспектив глубоких горизонтов месторождений возможно не всегда, а лишь в некоторых оптимальных геологических ситуациях.

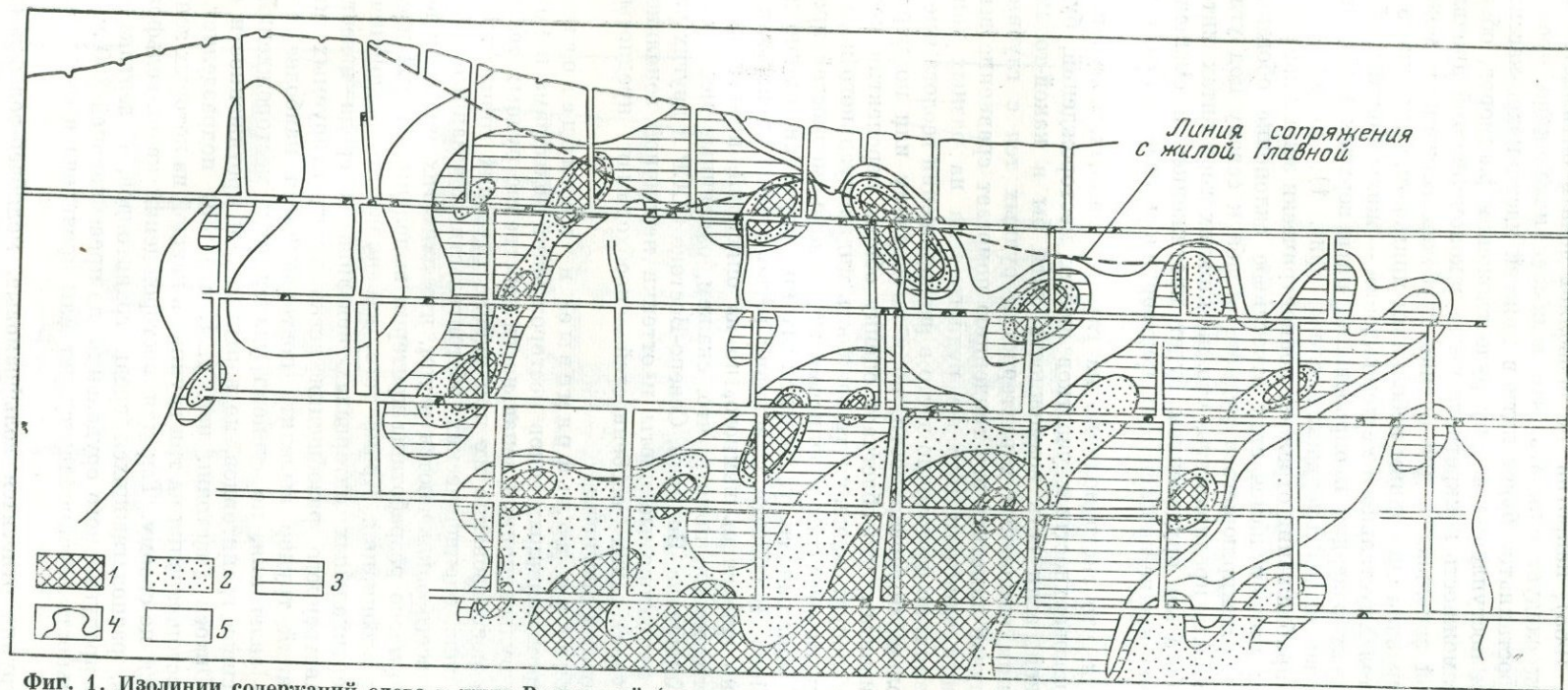
Наиболее существенными признаками подобных ситуаций являются

резкие отличия между последовательно формировавшимися ассоциациями минералов и развитие рудомещающих структур в ходе рудообразования. Некоторые месторождения с монотонным минеральным составом (в качестве примера могут быть названы оловянно-вольфрамовое Иультинское и многие кварц-вольфрамитовые), согласно данным ряда исследователей, также формируются в течение нескольких стадий, но практически всем стадиям соответствует один и тот же набор минералов, что затрудняет расшифровку зональности и не позволяет использовать последнюю в качестве оценочного критерия. Другой неблагоприятный случай — локализация оруденения в крупных разрывных нарушениях, сформировавшихся ранее процессов минерализации и испытывавших в ходе этих процессов лишь сравнительно незначительную активизацию. В подобных случаях происходит как бы распыление полезного компонента без образования крупных локальных концентраций, а картину размещения продуктивных минеральных ассоциаций лишь условно можно вообще называть зональной. В качестве подходящего примера можно назвать сульфидно-касситеритовое месторождение Дальнее в Приморье (подобные особенности известны в некоторых оловянных месторождениях Северо-Востока СССР).

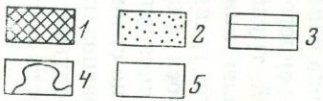
В дальнейшем рассмотрим прогнозное значение пульсационной зональности в случаях месторождений различных металлов.

Оловянные месторождения. К числу объектов, на которых пульсационная зональность проявлена исключительно широко и уже сейчас используется в качестве важного оценочного критерия, относятся сульфидно-касситеритовые месторождения. Эталоном при разнообразных прогнозах могут служить сульфидно-касситеритовые месторождения Приморского края, в частности Хрустальное и Лифудзинское. Поскольку описание их дано в специальной части, постольку здесь можно лишь кратко напомнить основные особенности проявления на этих месторождениях пульсационной вертикальной зональности. Основная масса полезного компонента — касситерита — выделяется в первую стадию в виде кварц-касситеритовых жил выполнения, практически лишенных сульфидов, а участки распространения кварц-касситеритовых руд определяются контурами распространения первоначально заложившихся трещин, которые были доступны для рудоносных растворов. В следующие стадии формировался комплекс сульфидов (арсенопирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит и др.) и одновременно продолжалось развитие рудомещающих структур к флангам, по падению и восстанию, что привело к локализации сульфидов в вертикальном разрезе в виде двух зон — выше и ниже первоначально образовавшегося кварц-касситеритового ядра. Подобная тенденция сохранилась и в завершающую стадию процесса минералообразования, поскольку дальние фланги жильных тел, а также корневые и приповерхностные участки многих жил сложены безрудными зонами с кварцем, кальцитом и флюоритом.

Таким образом, пульсационная зональность может проявляться в жильных сульфидно-касситеритовых месторождениях в равной мере и как прямая, и как обратная, причем в верхних частях незатронутых или слабо затронутых эрозией рудных тел проявляются безрудные зоны — индикаторы богатого оруденения глубоких горизонтов. В общем случае присутствие в составе безрудных зон рассеянного касситерита и других минералов ранних стадий следует рассматривать как благоприятный признак, поскольку поздние порции растворов, отложившие безрудный кварц, достигли верхних горизонтов, пройдя зону богатых руд, и, очевидно, были способны к частичному переотложению ранних минералов. Такая картина наблюдалась, например, при изучении жилы III-ДЦМР Хрустального месторождения, приповерхностные блоки которой сложены забалансовыми рудами. Обилие в составе безрудных и чисто сульфидных зон станнина и других сульфостаннатов, согласно данным И. Я. Нек-



Линия сопряжения
с жилой Главной



Фиг. 1. Изолинии содержаний олова в жиле Волковской (проекция на вертикальную плоскость) на месторождении Хрустальное, Дальний Восток (по данным оценки)

- | | |
|--|------------------------|
| 1 — богатые руды; | 3 — бедные руды; |
| 2 — руды со средним содержанием олова; | 4 — очень бедные руды; |
| | 5 — безрудные участки |

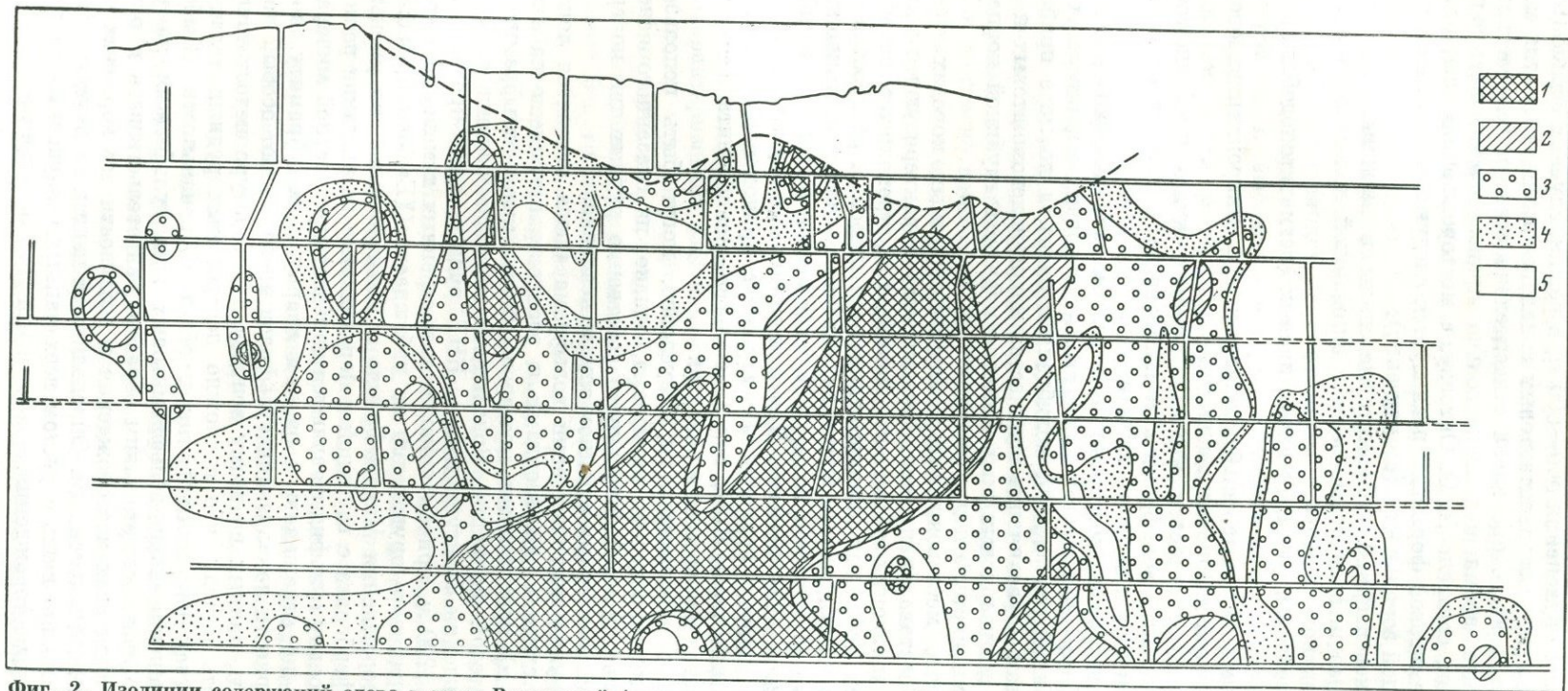
расова (Некрасов, 1963), напротив, не позволяет делать оптимистичных прогнозов, так как следует ожидать, что наиболее интенсивно процесс образования сульфостаннатов будет идти в нижней части кварц-касситеритового ядра при поступлении в зону рудоотложения растворов, обогащенных серой. Возможность конкретного учета закономерностей проявления пульсационной зональности для оценки глубоких горизонтов может быть проиллюстрирована еще одним небольшим примером. Для одного из крупных рудных тел Хрустального месторождения — жилы Волковской — на основании данных разведки и опробования пяти верхних горизонтов были построены изолинии содержания олова (фиг. 1), конфигурация которых в первом приближении отражает концентрически зональное строение рудного тела; причем намечается отчетливое склонение обогащенного и, что важно, расширяющегося рудного столба к северу под углом 40° . Все это позволяло предполагать, что на нижних горизонтах интервал с наиболее богатым оруденением будет протяженнее и смещен к северу. Это предположение впоследствии подтвердилось разведочными работами (фиг. 2).

Заметим кстати, что экстраполяция на глубину данных, полученных при изучении приповерхностных участков любых месторождений, будет более обоснованной, если есть возможность хотя бы в какой-то мере судить о тенденции изменения характеристик рудных тел с глубиной. В простейшем случае наметить эту тенденцию помогает сравнение выходов на поверхности одного и того же рудного тела на разных гипсометрических уровнях; но достаточно часто в распоряжении геолога имеются данные не только по поверхности, но и по первому или по первым штольневым горизонтам, что облегчает оценку общих перспектив месторождения. Особо следует подчеркнуть важность индивидуального подхода к отдельным рудным объектам в зависимости от закономерностей проявления первичной зональности, установленных при изучении именно данного рудного района. В области выяснения региональной специфики зональности сделано еще очень немного, но из описаний, приведенных в специальной части, можно понять, что, скажем, оловянные месторождения Приморья, Корнуэлла, Боливии, Северо-Востока СССР и других районов имеют свои неповторимые черты и оттенки первичной зональности оруденения, а учет таких особенностей — необходимая предпосылка успешных конкретных прогнозов.

Месторождения вольфрамовые и молибденовые с оловом. Для промышленных типов месторождений вольфрама и молибдена проявления пульсационной зональности собственно рудных тел также известны, но использование их при оценке глубоких горизонтов затруднено из-за ряда специфических обстоятельств. Указанные обстоятельства прежде всего заключаются в том, что для этих месторождений еще недостаточно четко разработаны критерии выделения стадий и соответствующих им ассоциаций. Кроме того, изменчивость оруденения на значительных вертикальных интервалах невелика, а среди известных случаев пространственного разобщения легко документируемых минеральных ассоциаций трудно выделить повторяющиеся наиболее часто.

По условиям залегания, по степени удаленности месторождений от рудоносных массивов гранитоидов, по вертикальной протяженности оруденения Д. О. Онтюев (настоящ. изд. т. I, стр. 89) подразделяет все вольфрамовые месторождения на три группы, в каждой из которых зональность проявляется по-своему. Так для месторождений кварц-вольфрамитовой формации, располагающихся среди гранитоидов, с вертикальной протяженностью продуктивного оруденения, не превышающей 300 м, вертикальная зональность вообще отсутствует или проявлена в очень малой степени.

Ко второй группе относятся вольфрамовые, молибден-вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые месторождения с вертикальным интервалом



Фиг. 2. Изолинии содержаний олова в жиле Волковской (проекция на вертикальную плоскость) на месторождении Хрустальное, Дальний Восток (по данным последующей разведки)

Обозначения те же, что на фиг. 1

распространения оруденения 500—600 м, в редких случаях свыше 1000 м, тяготеющие к эндо- и экзоконтактовым зонам гранитоидов. В этих месторождениях зональность проявлена относительно четко и контрастно; однако в настоящее время неясно, насколько правомерно называть ее пульсационной. Так, согласно Д. О. Онтоеву, в месторождениях кварц-касситерит-вольфрамитовой формации реализуется следующая обобщенная схема вертикальной зональности (сверху вниз):

- 1) кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы и жильные зоны;
- 2) линейные штокверковые зоны в ближайшей полосе экзоконтактовой зоны гранитного массива;
- 3) зоны грейзенов и кварц-микроклиновых (пегматитоподобных) метасоматитов;
- 4) грейзенизированные, альбитизированные и микроклинизированные граниты с редкими кварцевыми жилами.

Одновременно отмечается, что с глубиной в жилах уменьшается количество мусковита, вольфрамита и касситерита и возрастает роль берилла, молибденита и полевых шпатов.

Для штокверковых месторождений редкометалло-молибденит-вольфрамитовой формации, залегающих в кислых породах, характерно увеличение с глубиной содержания молибдена и олова, а по мере приближения к грацтам — увеличение количества кварц-полевошпатовых и полевошпатовых штокверковых жил. Заметно падают с глубиной концентрации вольфрама, висмута и сульфидов.

Аналогичные месторождения в алюмосиликатных породах среднего и основного состава (например, Джидинское) характеризуются тем, что их верхние горизонты обогащены молибденом, трехокисью вольфрама, фтором, серой, тогда как нижние отличаются широким распространением прожилков с молибденитом, биотитом, альбитом, апатитом, микроклином.

К этой же группе относятся скарновые месторождения с молибденитом и шеелитом (Тырны-Ауз). Для них установлено увеличение интенсивности шеелитового оруденения с глубиной, причем в шеелите возрастает содержание иона Mo^{6+} , основная масса молибденита (ион Mo^{4+}) концентрируется на верхних горизонтах.

Выявленные закономерности, безусловно, могут быть использованы при оценке месторождений вольфрама, однако, из сказанного ясно, что значение пульсационной зональности собственно рудных тел по сравнению с другими факторами в данном случае невелико.

Третья группа месторождений вольфрама (сюда относятся локализованные вне связи с гранитоидами и распространяющиеся на глубину свыше 1000 м) представлена месторождениями кварц-вольфрамитовой и кварц-шеелитовой формаций. Зональность в них выражена плохо. Так, на месторождении Пангуньшань в КНР рудные тела прослежены по падению на 1200 м, причем никаких существенных изменений интенсивности вольфрамового оруденения не наблюдается (Быбочкин, 1965).

Для месторождения Чикоте-Гранде в Боливии отмечено уменьшение количества ферберита с глубиной и параллельное возрастание роли сульфидов. Поскольку сульфиды являются наиболее контрастной минеральной ассоциацией по отношению к ранним кварцу и вольфрамиту, постольку закономерности локализации сульфидов представляют особый интерес. К сожалению, данных по этому вопросу в литературе недостаточно; но следует иметь в виду, что в сложно построенных рудных телах установлены случаи как прямой, так и обратной зональности (Быбочкин, 1965). Обогащение кварц-вольфрамитовых жил сульфидами на уровне современного среза может, таким образом, свидетельствовать и о значительных перспективах месторождения и о близости его корневых частей, т. е. слабой перспективности. Определить, с каким из двух случаев мы имеем дело, можно лишь с учетом всех данных, полученных при изучении региона и месторождения.

Собственно молибденовые месторождения. Генетическая классификация эндогенных молибденовых месторождений, предложенная Н. А. Хрущовым (Хрущов, 1961), предусматривает выделение восьми рудных формаций, но подавляющее большинство промышленных объектов относится к трем из них — молибденит-шеелитовой, кварц-молибденит-серицитовой, кварц-молибденит-халькопирит-серицитовой. В последнее время В. И. Рехарским (Рехарский, 1966) указано, что в зависимости от типа сопровождающих молибденовое оруденение метасоматитов, все месторождения могут быть отнесены к одной из четырех групп, отличающихся друг от друга преимущественным развитием тех или иных метасоматических формаций. Среди этих последних наиболее ранней и высокотемпературной является полевошпат-кварцевая, а более поздими — грейзеновая, кварц-серицитовая и березитовая.

Закономерности распределения молибдена в вертикальном разрезе скарновых шеелит-молибденитовых месторождений на классических примерах Тырны-Ауза и Чорух-Дайрона уже рассмотрены в специальной части настоящей работы другими авторами (т. 1, Рехарский, стр. 154; Чернышев, Сафонов, стр. 205). Эти закономерности определяются главным образом последовательностью выделения основных рудообразующих минералов (сначала — шеелит и молибдошеелит, позднее — молибденит и халькопирит) и способностью молибденита и шеелита к раздельной концентрации в зависимости от состава вмещающих пород, в частности скарнов. Согласно данным В. И. Рехарского, молибден, вольфрам и медь сосуществовали в одном рудообразующем растворе; но осаждение молибденита, например в конкретных условиях месторождения Чорух-Дайрон, начиналось уже на нижних горизонтах в начальный период образования полевошпат-кварцевых метасоматитов, тогда как для образования шеелита наиболее благоприятными оказывались зоны кальцийсодержащих пород, в частности богатых кальцием скарнов верхних горизонтов. Естественно, что зональность, обусловленная составом вмещающих пород и проявляющаяся в процессе дифференциации одного потока растворов или сближенных, сходных по составу отдельных потоков растворов, не может быть охарактеризована как какая-то универсальная закономерность: она всегда будет закономерностью лишь для данной геологической обстановки. Учитывая это, приходится признать, что практическое использование пульсационной зональности собственно рудных тел в этом случае немыслимо без тщательного изучения геологического строения рудного поля и, в частности, зональности и природы вмещающих скарнов.

Молибденовые месторождения кварц-молибденит-серицитовой формации — жильные или штокверковые — по данным Н. А. Хрущова, формируются в течение нескольких стадий, а геологическая позиция месторождений и специфика молибденсодержащих растворов способствуют закономерному и частому проявлению обратной вертикальной пульсационной зональности. Последнюю Н. А. Хрущов даже считает одним из четырех важнейших признаков, определяющих принадлежность молибденовых месторождений к указанной формации. К первой стадии относится выделение крупнозернистого кварца с крупночешуйчатым молибденитом, ко второй — мелкозернистого кварца с мелкочешуйчатым и дисперсным молибденитом. Последующие стадии представлены сульфидами меди, свинца, цинка, а также кварцем и карбонатами, обособленными от собственно рудных минералов.

Также несколькими стадиями характеризуется процесс оруденения для месторождений кварц-молибденит-халькопирит-серицитовой формации, из числа которых наиболее полно изучены Коунрадское и Каджаранское. Это, как правило, штокверковые месторождения, залегающие среди вторичных кварцитов и кварц-серицитовых метасоматитов. На Коунрадском месторождении в первую стадию синхронно с изменением вмещающих гранодиорит-порфиров выделялись тонкозернистые кварц, пирит и молиб-

денит; во вторую — кварц, пирит, арсенопирит, сфалерит, энаргит, халькопирит, борнит, блеклые руды. Процесс завершился образованием кварца и пирита третьей генерации. Закономерности пространственного разобщения молибденита и халькопирита изучены недостаточно, поскольку в месторождениях подобного типа участки промышленного медного оруденения часто возникают лишь в результате окислительных процессов и формирования зоны вторичного сульфидного обогащения. При изучении Каджаранского месторождения В. И. Рехарский (настоящ. изд., т. I, стр. 164) пришел к выводу, что смена кварц-молибденитовой ассоциации кварц-серицит-халькопиритовой обусловлена увеличением щелочности растворов, а повышение щелочности для осаждения молибденита неблагоприятно.

По-видимому, общим правилом является преимущественная концентрация меди на верхних горизонтах, а молибдена — также в верхних и средних частях штокверков с постепенным снижением содержаний обоих компонентов с глубиной; причем содержание меди падает значительно быстрее. Установление подобных закономерностей в ходе промышленного освоения месторождений безусловно способствует правильной оценке перспектив глубоких горизонтов. Таким образом, пульсационная зональность собственно рудных тел наиболее отчетливо проявлена, а стало быть, эффективнее, чем в прочих случаях, может быть использована для прогнозных целей тогда, когда мы имеем дело с собственно жильными месторождениями кварц-серицит-молибденитовой формации.

Золоторудные месторождения. Разнообразны и часто очень сложны проявления зональности на золоторудных месторождениях, образование которых некоторые исследователи (Петровская, настоящ. изд., т. II, стр. 86) связывают с особыми источниками растворов, располагающимися на более значительных глубинах, чем источники, породившие месторождения других металлов. Однако и в этом особом случае одним из основных факторов зональности признается многостадийность минералообразования. Обобщенная схема минералообразования, характеризующая подавляющее большинство золоторудных месторождений, включает в себя дорудные стадии, в ходе которых формируется ореол изменения вмещающих пород, представленный зонами березитизации, лиственитизации, многократного окварцевания, сульфидизации, аргиллитизации, пропилитизации; причем внутренние зоны подвергаются главным образом окварцеванию. Процесс отложения минерального вещества начинается отложением кварца, затем образуются ранние и поздние ассоциации сульфидов с золотом, в завершающую стадию обычно отлагаются карбонаты с кварцем и сульфидами, но без золота. Все это служит указанием на проявление пульсационной зональности, важнейшим и специфическим элементом которой следует считать крупные рудные столбы, возникавшие в течение продуктивных стадий. Поскольку общепринятая систематика золоторудных формаций не разработана, рассмотрим особенности зональности для трех групп месторождений, различающихся по глубине образования и отождествляемых рядом авторов с формациями.

Для месторождений формации больших глубин характерны малосульфидные руды, представленные золотоносным кварцем, пиритом, арсенопиритом, а также галенитом, сфалеритом и халькопиритом, относящимися к поздним стадиям. Богатые руды концентрируются в виде рудных столбов, состав которых с глубиной практически не меняется; однако на некоторых месторождениях (Советское) в вертикальном разрезе отмечается ярусное чередование богатых и бедных участков при неизменном общем характере оруденения, что совершенно не свойственно многим другим месторождениям, например сульфидно-касситеритовым.

В рассматриваемых месторождениях закономерности локализации разновременных минеральных ассоциаций определяются главным образом структурными факторами и в меньшей степени — температурой.

Зональность в древних, часто сильно эродированных районах выступает в форме прямой концентрической зональности. В качестве яркого примера можно привести Кочкарское рудное поле, где в центральной части локализованы золото-пирит-кварцевые руды с пирротинном и арсенипиритом, на ближних флангах — арсенипиритовые слабозолотоносные жилы, а во внешней зоне — кварцевые жилы с сульфидами свинца и цинка. В том же порядке минеральные ассоциации сменяют друг друга в направлении снизу вверх; однако эти изменения далеко не столь отчетливы и в целом не противоречат тезису об отсутствии существенных изменений типа оруденения с глубиной, который лучше всего подтверждается на таких крупных месторождениях, как, например, Колар в Индии. Отметим попутно в целом недостаточную изученность зональности отложения для золоторудных месторождений. В месторождениях формации больших глубин проявления ее сводятся к закономерному возрастанию пробности золота с глубиной (Колар), преимущественной концентрации золота в некоторых типах вмещающих пород, например в амфиболитах, пространственном разобщении участков с золотоносным и «пустым» кварцем. Генетическая интерпретация подобной зональности в большинстве случаев сводится к более или менее вероятным предположениям, в связи с чем использование накопленного фактического материала для прогнозных целей затруднено.

Месторождения формации средних глубин, преимущественно мезозойские, представлены жилами и относительно простыми системами жил, штокерками и зонами вкрапленной минерализации, которые пространственно тяготеют к поясам даек и малых интрузий. Руды этих месторождений, как правило, умеренно-сульфидные с кварцем, кальцитом и турмалином, а золото в них — мелкое до тонкодисперсного. Стадии минерализации более многочисленны, формирование рудных тел сопровождается возникновением зонально построенного ореола изменения околорудных пород. Одним из ярких представителей подобных месторождений является Дарасунское, на котором последовательно проявляются кварц-турмалиновая, кварц-пиритовая, кварц-арсенипиритовая, сфалерит-галенитовая стадии, а после них — основная продуктивная стадия, в течение которой отлагались золото, пирротин, бурнонит, халькопирит. Процесс завершается сульфоантимонитовой и безрудной карбонатной стадиями. Минеральные ассоциации первых трех стадий в пределах рудного поля располагаются концентрическими зонами вокруг трубообразных тел плагиогранит-порфиоров, а ассоциации трех последующих стадий, и в том числе продуктивной, локализованы в зонах растяжения, возникших при сдвиговых перемещениях вдоль ранее минерализованных трещин. Аналогичное концентрическое строение установлено и для отдельных рудных тел; причем и в отдельных телах продуктивная ассоциация локализуется в центральных участках жил, несущих наиболее раннюю минерализацию. Закономерности локализации рудных столбов в значительной мере определяются структурными факторами, однако ведущими факторами возникновения концентрической зональности Н. В. Петровская (настойщ. изд., т. II, стр. 100) считает изменение кислотности-щелочности растворов и температуру. Более широкое развитие ранних минеральных ассоциаций по сравнению с поздними и концентрация поздних не на флангах, а в повторных разрывах, располагающихся в центральных частях жил, являются характерной особенностью золоторудных месторождений формации средних глубин. Как следует из данных Н. В. Петровской и других исследователей, на этих месторождениях широко проявлены пульсационная зональность и зональность отложения, особенности которых определяются структурными, литологическими и физико-химическими факторами; однако различным месторождениям свойственны различные комбинации этих факторов, в связи с чем общие закономерности зонального распределения минеральных ассоциаций в пределах месторож-

дений и отдельных тел тонут в массе индивидуальных особенностей конкретных рудных объектов. Представляется очевидным, что использование явлений зональности для оценки глубоких горизонтов и поисков скрытых рудных тел в настоящее время может быть наиболее эффективным в пределах металлогенически единых золоторудных районов на основе опыта освоения месторождений данного района.

Месторождения фации малых глубин представлены штокверками, зонами вкрапленной минерализации, системами жил и прожилков с мало-сульфидными рудами, для которых характерны адуляр, карбонаты, теллуриды, селениды, родохрозит и псиломелан, сложные сульфиды серебра, меди и сурьмы. Золото, как правило, тонкодисперсное, низкопробное. Наиболее общим проявлением вертикальной зональности, по Н. В. Петровской, следует считать резкое обеднение руд золотом на глубине. Участки повышенной концентрации золота в виде рудных столбов возникают под влиянием в основном структурных и в меньшей степени литологических факторов. В качестве примера хорошо изученного месторождения можно назвать Балейское, рассмотренное в работах многих исследователей, а в настоящем издании Н. В. Петровской с соавторами (т. II, стр. 111). В целом же закономерности изменения оруденения с глубиной для данной группы месторождений изучены недостаточно, и лишь в последнее время Н. В. Петровской показано, что зональность здесь проявлена более отчетливо, чем до сих пор считалось. Поскольку это близповерхностные месторождения, постольку наряду с пульсационной зональностью в них отчетливо и систематически устанавливаются разнообразные проявления зональности отложения, связанные с резким изменением термодинамических условий в зоне смешения ювенильных растворов с вадозовыми, а также с влиянием литологического состава вмещающих пород.

Свинцово-цинковые месторождения. В свинцово-цинковых месторождениях конкретные проявления пульсационной зональности изучены недостаточно полно, однако общая тенденция изменения типа оруденения с глубиной, проявляющаяся независимо от формационной принадлежности месторождений, твердо установлена и широко используется в практике оценочных и геологоразведочных работ.

Для самых различных рудных объектов вне зависимости от того, полагаются они в гранитоидах, среди карбонатных или терригенных пород, вне зависимости от фациального состава вмещающих гранитоидов и даже от геологоструктурных особенностей месторождений в направлении от поверхности на глубину последовательно фиксируются зоны с преимущественным распространением тех или иных минералов. Вблизи поверхности это минералы серебра, сурьмы, мышьяка, меди, висмута, а также различные сульфосоли; глубже — минералы свинца, затем зона сфалерита и, наконец, зона колчеданных минералов — пирита, пирротина, арсенопирита. Специфической особенностью жильных полиметаллических месторождений следует считать то, что в подавляющем большинстве случаев их вертикальная зональность проявляется как прямая зональность — ранние минеральные ассоциации распространены на глубоких горизонтах, а поздние — близ поверхности. Это обстоятельство заставляет либо предполагать, что для свинцово-цинковых месторождений важнейшим фактором проявления зональности служит температура, либо вообще поставить под сомнение пульсационную природу зонального распределения компонентов. Для этого сомнения в настоящее время, конечно, есть основания, особенно если учесть, что особенности пространственного разобщения галенита и сфалерита издавна принято характеризовать как зональность отложения (Билибин, 1954). Большинство исследователей относят ранние минералы (пирротин, пирит и арсенопирит) к самостоятельной колчеданной стадии формирования полиметаллических месторождений; однако нельзя пока с уверенностью говорить о том, что это — результат пуль-

сирующего отделения растворов, ибо в этом случае примеры обратной зональности должны были бы неизбежно встречаться чаще.

Сказанное относится к месторождениям, залегающим не только в карбонатных, но и в иных толщах, поскольку характер проявления пульсационной зональности для свинцово-цинковых месторождений в различных вмещающих породах приблизительно один и тот же.

Колчеданные месторождения. Для медных колчеданных месторождений при прогнозной оценке их глубинных частей преимущественное значение имеет эмпирически установленная на многих объектах вертикальная зональность по падению рудных тел, выражающаяся в смене с глубиной близповерхностных медно-цинковых руд медными, а еще глубже — чисто серноколчеданными. Текстурно-парагенетическое изучение руд показывает, что эту зональность следует характеризовать как прямую, поскольку по времени кристаллизации наиболее ранним является пирит, более поздним — халькопирит, а в заключение происходит совместное отложение халькопирита, сфалерита и галенита. Отличительной особенностью пульсационной зональности колчеданных месторождений можно считать то, что в подавляющем большинстве случаев она проявляется как прямая зональность, сходная с таковой для месторождений свинца и цинка. Интересно, что порядок зон, сложенных разновозрастными минеральными ассоциациями, по вертикали остается неизменным независимо от того, имеем мы дело с крутыми или пологими колчеданными залежами. В последнем случае зональность фиксируется как зональность по мощности рудного тела: к лежащему боку тяготеют преимущественно серноколчеданные руды, а к висячему — цинково-медные.

Указанная закономерность настолько очевидна, что позволяет квалифицировать некоторые крутые залежи как бывшие пологие, претерпевшие пострудную складчатость, в результате чего их залегание изменилось с пологого на крутое или даже опрокинутое (Логинов, настоящ. изд., т. II, стр. 7). В рудных телах, имевших в период рудоотложения средние углы наклона, возникает зональность промежуточного типа с чертами, присущими как вертикальным, так и горизонтальным залежам. Такого, например, строение Сибайского месторождения на Южном Урале (Прокин, 1963).

Поскольку колчеданные месторождения отличаются сложным минеральным составом, постольку необходимо различать несколько типов минеральной зональности собственно рудных тел. Наиболее распространена зональная смена по направлению снизу вверх серноколчеданных существено пиритовых руд медноколчеданными рудами, сложенными в основном пиритом и халькопиритом. В верхних частях рудных тел к последней ассоциации присоединяется нередко сфалерит, что позволяет характеризовать эти руды как медно-цинковые. Часто верхняя представлена собственно полиметаллической ассоциацией галенита, сфалерита и барита с подчиненным количеством халькопирита, пирита и др. Наиболее часто подобная зональность проявлена в колчеданных месторождениях типа «куроко» в Японии.

Возможны различные осложнения наиболее часто встречающейся картины зональности. Так, на месторождениях Новоберезовском на Алтае, Сибайском на Южном Урале и некоторых зарубежных выше собственно серноколчеданной зоны фиксируется зона существено пирротиновых руд с пиритом, магнетитом, кубанитом, валериитом, марказитом.

Иногда в зоне медноколчеданных руд вместо халькопирита или наряду с ним образуются борнит, халькозин, энаргит, теннантит. В качестве примера можно указать такие месторождения, как Восточная Левиха на Среднем Урале, Худесское и Урупское на Северном Кавказе. Использование в практике прогнозных оценок зональности собственно рудных тел колчеданных месторождений имеет подчиненное значение из-за большого разнообразия встречающихся в природе вариантов пространственного ра-

зобобщения разновозрастных минеральных ассоциаций. В частности, известны случаи изолированного размещения в пределах рудных полей отдельных тел, имеющих преимущественно серноколчеданный или медноколчеданный, медно-цинково-колчеданный или полиметаллический состав. Правда, все известные варианты, как правило, подчиняются универсальной зональности, которая заключается в том, что с глубиной полиметаллическое оруденение сменяется медноколчеданным, а это последнее в свою очередь уступает место серноколчеданному.

В. П. Логинов указывает, что первичная зональность собственно рудных тел колчеданных месторождений позволяет делать предположения о вероятных местах локализации медно-цинковых руд относительно выявленных рудных тел серноколчеданного состава, а также о положении в разведываемом рудном теле блоков богатых медистых руд относительно блоков бедных медистых руд, сложенных преимущественно пиритом. В качестве одного из основных факторов пространственного разобщения минеральных ассоциаций В. П. Логинов указывает направленность миграции дизъюнктивов. Выяснение этой направленности, строго говоря, представляет собой самостоятельную задачу при изучении колчеданных месторождений, решение которой способствует появлению научно обоснованных предположений о рудоносности глубоких горизонтов.

Представляется очевидным, что для колчеданных месторождений следует особо рекомендовать разработку критериев оценки глубоких горизонтов и поисков скрытого оруденения применительно к конкретным геологическим условиям отдельных регионов. Так, для Иртышской зоны смятия П. Ф. Иванкиным (Иванкин, 1959) определены отношения основных рудообразующих элементов (Cu : Pb : Zn), характеризующие верхнюю, среднюю и нижние зоны интервала рудоотложения, равного приблизительно 7—8 км. Для Березовского месторождения, соответствующего верхней зоне, это отношение равно 1 : 2 : 5, для Белоусовского (средняя зона) — 1 : 0,5 : (2—4). Для нижней зоны отношение тех же элементов изменяется в сторону обогащения руд медью и обеднения свинцом и цинком — 1 : 0 : 0,9.

Оценка глубоких горизонтов крутых рудных залежей колчеданных месторождений Среднего Урала может быть двоякой в зависимости от первичной ориентировки рудовмещающей структуры и от строения залежи близ поверхности. Для первично-вертикальных тел полиметаллического или медноколчеданного состава следует предполагать проявление зональности по падению с обогащением на глубоких горизонтах пиритом. Вертикальные же тела с асимметричной зональностью вквост простирания, возможно, были вначале горизонтальными или пологими, а если это доказано, то их нижние горизонты, по крайней мере в такой же степени как и верхние, могут содержать промышленные руды меди, цинка и свинца.

Поскольку в колчеданных месторождениях пульсационная зональность проявляется, как правило, в виде прямой зональности, то важным поисковым и оценочным критерием могут служить разнообразные зоны безрудной минерализации — кварц-хлоритовые, кварц-карбонатные, кварц-баритовые. В частности, баритовые «шляпы», тяготеющие к всяческому боку некоторых пологих залежей, являются индикаторами залегающих ниже участков богатых полиметаллических руд. Отметим здесь же, что в практике оценки колчеданных месторождений, а тем более при поисках скрытых рудных тел несравненно большее значение имеет использование зональности околорудных гидротермальных изменений и поперечного рассеяния типоморфных рудообразующих элементов, о чем подробнее будет сказано ниже.

Урановые месторождения. Переходя к специфическим гидротермальным месторождениям, содержащим промышленные концентрации урана, необходимо констатировать, что основное значение для оценки выявленных объектов и поисков скрытых ураноносных рудных тел имеют

зонально построенные ореолы гидротермального изменения вмещающих пород и ореолы первичного рассеяния. Данные по зональному строению собственно рудных тел, как указывает А. И. Тишкин (настоящ. изд., т. I), играют лишь вспомогательную роль, поскольку пульсационная (стадийная) зональность проявляется далеко не во всех гидротермальных телах с ураном. Кроме того, даже в явно зональных рудных телах участки с максимальными концентрациями урана могут быть приурочены к различным зонам, что затрудняет выработку универсальных оценочно-прогнозных критериев.

Основные запасы эндогенных урановых руд сосредоточены в гидротермальных месторождениях, из которых главную роль играет собственно настурановый тип, подразделяющийся на пять формаций: настуран-сульфидную, настуран-карбонатную, настуран-флюоритовую, настуран-арсенидную и настуран-силикатную. Поскольку наиболее изучены и лучше освоены промышленностью месторождения первых двух формаций, постольку, говоря о зональности уранового оруденения, мы прежде всего имеем в виду именно настуран-сульфидные и настуран-карбонатные рудные тела. Необходимо вместе с тем сразу же отметить, что вопросы гипогенной зональности оруденения освещены в литературе по урановым месторождениям крайне скупо, а стало быть и опыт использования явлений зональности для оценки глубоких горизонтов выявленных объектов очень невелик. Собственно урановые месторождения пространственно обособлены от месторождений и рудных полей других эндогенных полезных ископаемых и не занимают определенного места в зональном региональном ряду, который начинается оловянными, а заканчивается сурьмяно-ртутными месторождениями. Вместе с тем известно, что чаще всего ближайшими соседями урана являются рудные тела с флюоритом, баритом, медью, свинцом и цинком, т. е. типичные среднетемпературные образования.

Четкой зональности в размещении рудных тел различного состава в пределах урановых месторождений нет, а локальные, установленные эмпирически закономерности еще не получили четкой генетической интерпретации. Так, в ураноносных рудных телах, расположенных близ тектонических нарушений первого порядка, молибденита больше, чем галенита и сфалерита, а на удалении от этих нарушений соотношение обратное. Кроме того, отмечается преимущественная приуроченность богатого уранового оруденения к скоплениям сульфидов железа и меди. Поскольку минералы урана в таких телескопированных зонах выделяются значительно позднее минералов железа и меди, метасоматически замещая их, постольку кажется оправданным предложение А. И. Тишкина называть такую зональность унаследованной.

Настуран-карбонатные месторождения относятся к числу многостадийных, и при их формировании проявляются приблизительно те же закономерности, что и при формировании других многостадийных месторождений. Эти закономерности сводятся главным образом к концентрации ранних минеральных ассоциаций на глубоких горизонтах, а поздних (в частности, ассоциации с настураном) — в близповерхностных участках. Иными словами, в настуран-карбонатных месторождениях целых провинций (см. табл. 1 в статье А. И. Тишкина) пульсационная зональность собственно рудных тел проявляется преимущественно как прямая зональность с концентрацией уранового оруденения в близповерхностных участках.

О ЗНАЧЕНИИ ЗОНАЛЬНОСТИ ОТЛОЖЕНИЯ

Самые разнообразные проявления зональности отложения отмечаются многими исследователями на месторождениях практически всех известных полезных ископаемых. Вместе с тем опыт использования зональности этого типа для оценки глубинных частей месторождений и поисков скрытых рудных тел еще весьма мал. Можно указать на опыт, касающийся нескольких наиболее систематически повторяющихся случаев. К таковым относятся прежде всего различные свинцово-цинковые и пирит-арсенопиритовые месторождения, изучение которых впервые позволило Ю. А. Билибину выделить зональность отложения как особый тип зональности. На свинцово-цинковых месторождениях в пределах отдельных рудных тел независимо от их положения относительно друг друга повсеместно наблюдается обогащение с глубиной сфалеритом за счет уменьшения роли галенита. Точно так же в арсенопирит-пиритовых рудных телах, образовавшихся в одну стадию, происходит обогащение с глубиной пиритом за счет постепенного исчезновения арсенопирита. В практике прогнозных оценок подобных месторождений особенно важно учитывать, что исчезновение галенита в одном из рудных тел не может служить признаком отсутствия свинцового оруденения на глубоких горизонтах вообще, поскольку выявленная закономерность касается именно отдельно взятых рудных тел и залежей. На упомянутых месторождениях зональность отложения практически всегда проявляется как асимметричная зональность, что хорошо известно геологам и, видимо, не требует дополнительных пояснений относительно того, как именно эта закономерность должна использоваться в ходе разведочных работ.

Проявления зональности отложения на других месторождениях еще не настолько изучены, чтобы считать их универсальными закономерностями, а состояние их изучения следует характеризовать как стадию первичного накопления фактического материала. В связи с этим имеющиеся в литературе описания зональности отложения для оловянных, вольфрамовых, урановых и других месторождений еще нельзя рассматривать как характеристики, имеющие общее значение; они могут быть использованы лишь в соответствующих рудных районах, а установленные закономерности (чаще всего эмпирические, не имеющие строгой генетической интерпретации) следует рассматривать как вспомогательное средство для прогнозных заключений при разведочных работах в пределах данных конкретных территорий. В этом отношении весьма поучителен пример изучения вертикальной зональности отложения изоморфного ряда ферберит—гюбнерит.

Вопрос этот впервые был поставлен М. М. Тетяевым (1918), по данным которого марганцовистые разности вольфрамита с глубиной сменяются существенно железистыми. Позднее данные М. М. Тетяева были подтверждены Хессом (1937), тогда как Р. А. Хасин (1949) пришел к прямо противоположному выводу.

Подробное хронологическое изложение различных мнений и апалитических данных приведено Д. О. Онтоевым (настоящ. изд. т. I, стр. 135), и нет необходимости его здесь повторять; напомним лишь конечный вывод: представления о закономерной зональной смене вольфрамита с глубиной ферберитом или гюбнеритом не подтверждаются фактическими материалами. Отсюда следует, что все попытки использовать однонаправленные изменения состава вольфрамита (а эти изменения есть и, безусловно должны квалифицироваться как зональность отложения!) для оценки глубоких горизонтов либо просто обречены на неудачу, либо могут дать лишь какой-то дополнительный материал для различных, но очень приблизительных предположений.

На сульфидно-касситеритовых месторождениях Кавалеровского района в Приморье установлено неоднородное строение кварц-касситеритовых

жил и кварц-касситеритовых частей сложных жил, сформировавшихся в ходе первой стадии минерализации. Эта неоднородность выражается в частичном пространственном разобщении касситерита и кварца, поскольку, относясь к одной стадии, эти минералы кристаллизовались все же последовательно — основная масса касситерита до основной массы кварца. Появление подобной неоднородности связано с тем, что тектонические подвижки бываюти приурочены не только к границам стадий: они проявляются и в период отложения основных рудообразующих минералов, что может в рассматриваемом случае приводить к концентрации касситерита в центральных частях, а кварца — на флангах рудных тел, которые мы в целом называем кварц-касситеритовыми. Ранний досульфидный кварц, обнаруженный в составе сульфидных жил вне прямой связи с касситеритом, может быть в ряде случаев хорошим индикатором богатого оруденения глубоких горизонтов. Справедливость этого индикатора подтвердилась при разведке, например, жилы III-ДЦМР Хрустального месторождения или жилы Геофизической месторождения Левицкого (Приморье).

В качестве одной из наиболее распространенных форм проявления зональности отложения можно указать разнообразные закономерные изменения содержания элементов-примесей в главных рудообразующих минералах. Несмотря на обилие опубликованных по этому вопросу данных предстоит сделать, пожалуй, больше, чем сделано. Необходимо, во-первых, дальнейшее накопление количества аналитических определений, во-вторых, повышение чувствительности методов спектрального анализа, в-третьих, достижение максимальной «чистоты» эксперимента, понимаемой и как буквальная чистота отборки материала для анализа и как стремление анализировать не все пробы, а лишь те, за которыми стоит максимум геологической информации. Несоблюдение этих требований приводило и приводит к тому, что материалы разных авторов оказываются несопоставимыми, а выводы многих из них изобилуют оговорками типа, «по-видимому» и «можно предполагать» (хорошо если к последнему добавляюти «с большой долей вероятности»).

Относительно полно изучены примеси для минералов оловянных и полиметаллических месторождений. Конкретные описания и цифры здесь можно опустить, поскольку они приведены в соответствующих разделах настоящего издания. Изучение примесей в касситеритах началось с попыток качественно выявить типоморфные элементы, характеризующие принадлежность касситерита к той или иной группе формаций — пегматитовой, кварц- или сульфидно-касситеритовой. Повышение чувствительности методов и появление количественного спектрального анализа позволили поставить вопрос об изменении содержания тех или иных примесей в зависимости от глубины или, точнее, от сравнительно небольших колебаний температуры, присущих отдельному месторождению. В качестве наиболее «чувствительных» элементов-индикаторов были установлены такие, как железо, ниобий, тантал, скандий, бериллий, индий, ванадий и некоторые другие.

На многих оловянных месторождениях, в частности на Хрустальном, содержание железа и индия в касситерите с глубиной возрастает, тогда как содержание вальфрама и ванадия падает. Лишь к глубоким горизонтам сульфидно-касситеритовых месторождений приурочены касситериты, в которых фиксируется ниобий. Подобное распределение примесей, как можно предполагать, характерно лишь для верхних частей рудных тел, поскольку на том же Хрустальном месторождении удалось установить вблизи участков нижнего выклинивания основных жил снижение индиенности касситеритов. Видимо, то или иное содержание элементов-примесей в рудообразующих минералах не всегда связано непосредственно с глубиной формирования руд, а наиболее существенно изменяется, если сравнивать ранние и поздние выделения одного и того же минерала. По-

добно тому, как минералы поздних стадий могут отлагаться и выше и ниже минеральных ассоциаций предыдущих стадий, в одностадийных жилах и участках сложных жил наиболее ранние кристаллы касситерита не обязательно располагаются ниже поздних. Устанавливаемая в таких случаях зональность отложения по элементам-примесям может быть «прямой» для верхних частей рудного тела и «обратной» для нижних.

Различие структурных условий рудообразования и особенности современного эрозионного среза, видимо, определяют разнообразие вариантов распределения элементов-примесей по вертикали и не позволяют вот уже в течение многих лет выявить прямую зависимость между набором элементов-примесей и глубиной. Свидетельством тому для жильных оловянных месторождений служат работы нескольких авторов (Лугов, 1965; Зильберминц, 1966; Радкевич и др. 1966; Флеров, 1961, 1965).

Симметричное распределение элементов-примесей относительно какого-то максимума, видимо, не свойственно тем месторождениям, для которых, как правило, устанавливается асимметричная зональность отложения собственно рудообразующих минералов, т. е. в первую очередь полиметаллическим месторождениям. Известно, что галенит-сфалеритовые рудные тела построены, как правило, асимметрично: основная масса галенита приурочена к верхним горизонтам, а сфалерита — к нижним. Одновременно отмечается асимметричное распределение примесей: с глубиной в галенитах уменьшаются содержания серебра, висмута, сурьмы, таллия, а сфалерит с кадмием постепенно сменяется сфалеритом с повышенными содержаниями железа, марганца, меди, кобальта и индия. Асимметричную зональность отложения, вероятно, можно квалифицировать как температурную. Влиянием температурного градиента, в частности, объясняет В. П. Логинов (настоящ. изд., т. II, ч. II, стр. 59) зональную смену пиритовых руд пирротиновыми на некоторых колчеданных месторождениях. Симметричной зональность отложения становится тогда, когда на значительном вертикальном интервале в период рудоотложения устанавливается стабильный температурный режим, как, например, при формировании сульфидно-касситеритовых месторождений.

Накопленный фактический материал позволяет уже сейчас использовать данные о распределении элементов-примесей для суждений о глубине эрозионного среза и перспективах глубоких горизонтов рудных тел, однако несомненно, что в этом направлении еще необходимы и совершенствование методов и дополнительные исследования.

Вопрос о значении зональности отложения для оценки глубоких горизонтов месторождений и поисков скрытых рудных тел не может быть в настоящее время освещен с необходимой полнотой еще и потому, что зачастую мы не располагаем надежными критериями для отличия зональности отложения от стадийной, пульсационной зональности. Например, при изучении флюоритовых месторождений Забайкалья Ф. Я. Корытов (1969) охарактеризовал зональность как пульсационную, тогда как А. Д. Щеглов, А. П. Котов и другие (Щеглов, 1966; Котов, 1967) считают, что тем же объектам свойственна главным образом зональность отложения. В дальнейшем при выявлении более надежных критериев зональности отложения ее оценочно-прогнозное значение, несомненно, приобретет должный вес.

ЗНАЧЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ

Для многих типов месторождений при оценке перспектив глубоких горизонтов существенную помощь оказывает изучение зональности первичных ореолов рассеяния рудообразующих компонентов и прежде всего таких, как свинец, цинк, медь, уран, золото, сурьма, ртуть. Заметим попутно, что в тех случаях, когда устанавливается синхронность форми-

рования собственно рудного тела и первичного ореола рассеяния рудообразующего компонента или компонентов, зональный ряд от обогащенного этими компонентами рудного тела к вкрапленному оруденению прилежащих вмещающих пород, а затем — к слабо измененным вмещающим породам с ничтожным содержанием соответствующих рассеянных металлов может быть также квалифицирован как форма проявления зональности отложения.

Наибольшее значение первичные ореолы рассеяния имеют при поисках и разведке свинцово-цинковых, колчеданных и урановых месторождений; в меньшей степени — молибденовых.

Для оловянных и вольфрамовых месторождений ореолы рассеяния также известны; однако абсолютные размеры их невелики, а степень изученности недостаточна для того, чтобы числить эти ореолы в списке основных поисковых и разведочных критериев. Повышение чувствительности аналитических методов позволило в последние годы по-новому подойти к изучению первичных ореолов оловянных и других редкометалльных месторождений. До сих пор все попытки использовать ореолы рассеяния при поисках и оценке сводились к определению содержаний во вмещающих породах самих рудообразующих компонентов — олова, вольфрама и др. В. Л. Барсуков, исходя из представлений о переносе олова в виде комплексных соединений типа $\text{Na}_2\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})_6$, предположил, что одновременно с распадом комплексов и отложением в рудовмещающих структурах касситерита близ рудного тела образуется ореол фтора и фторсодержащих минералов, размер и интенсивность которого связаны прямой зависимостью с количеством олова в рудном теле (Барсуков, Волосов, 1967). Метод в настоящее время проверяется на месторождениях Комсомольского оловорудного района. Возможности использования ореолов фтора как элемента, сопутствующего различным металлам в рудопосных растворах, в качестве поискового признака рассмотрены в работах П. В. Комарова (Комаров, Нактинас, 1965), которым предложены методы проведения фторометрической съемки рудоносных площадей, помогающие выявлению потенциально рудоносных структур.

В настоящее время нет возможности детально осветить вопрос об ореолах рассеяния рудных компонентов на золоторудных месторождениях и оценить общее значение известных примеров. К последним относятся зонально построенные ореолы рудных тел Балейского месторождения, которые не только сужаются от поверхности на глубину, но и изменяются качественно. Близ поверхности в составе ореолов фиксируются сурьма и медь, на средних горизонтах — преобладают серебро и мышьяк, а на глубоких горизонтах установлен ореол рассеяния золота.

Вопрос о первичных ореолах рассеяния колчеданных месторождений подробно рассмотрен в статье В. П. Логинова, публикуемой в настоящем издании (т. II), что позволяет здесь опустить изложение фактического материала. Можно лишь подчеркнуть, что зонально построенные ореолы рассеяния свинца, цинка, меди, серебра, золота, сурьмы, висмута и ряда других элементов для колчеданных месторождений являются одним из важнейших поисковых и оценочных критериев наряду с зонально построенными ореолами гидротермального изменения вмещающих пород. Несмотря на обилие работ, посвященных ореолам рассеяния колчеданных месторождений (Россман, 1957, 1960; Муканов, Россман, 1960; Засухин, 1961; и др.). В. П. Логинов считает, что вопрос о происхождении зональности первичных ореолов все еще находится в начальной стадии изучения. Несомненно, однако, что первичные ореолы возникали под влиянием тех же процессов, что и руды, а комплекс элементов-индикаторов, составляющих ореол, позволяет в общих чертах характеризовать вещественный состав руд.

Поисковое значение могут иметь и дорудные ореолы вкрапленного пирита, возникающие на колчеданных месторождениях при метасомати-

ческом выщелачивании рудовмещающих толщ в связи с инертным поведением железа породообразующих минералов. Следует иметь в виду, что и дорудные синхронные с оруденением ореолы, если мы имеем дело с полными колчеданными залежами, возникают, как правило, только в лежащем боку рудных тел.

Вопрос об ореолах рассеяния рудообразующих металлов на свинцово-цинковых месторождениях, в частности, рассмотрен в работах Г. И. Росмана (1957, 1963). Характеристика ореолов колчеданных месторождений в значительной мере относится и к ореолам собственно полиметаллических месторождений, что позволяет не уделять им сейчас особого внимания и адресовать интересующихся к упомянутым специальным работам.

Говоря о первичных ореолах рассеяния, нельзя обойти молчанием вопрос об ореолах рассеяния ртути, которые многими авторами фиксируются для месторождений самых различных типов. Систематическое изложение вопроса о первичных ореолах ртути дано в работе Н. А. Озеровой (1962) и там же обоснована возможность применения ртутнометрической съемки при поисках, разведке и оценке собственно сурьмяно-ртутных, а также полиметаллических и колчеданных месторождений.

Согласно данным Н. А. Озеровой, первичные ореолы ртути распространяются в стороны от ртутных, сурьмяных и полиметаллических месторождений на многие сотни метров, вертикальный интервал рассеяния ртути над ртутными месторождениями составляет для ненарушенных пород первые сотни метров и достигает 600—800 м по разломам. Среди ореолов рассеяния других халькофильных элементов ореолы ртути являются наиболее протяженными и, как правило, более широкими по сравнению с гидротермальными околорудными изменениями. Это свойство ртути предопределяет возможность использования ее ореолов в практике геологических работ главным образом при решении следующих вопросов: поисков ртутных, сурьмяных, полиметаллических и, возможно, колчеданных рудных тел, не выходящих на поверхность; выявления и прослеживания разломов в пределах соответствующих рудных полей; установления относительного возраста разломов и оруденения.

В настоящее время продолжают попытки использовать ртутные ореолы в практике геологоразведочных работ на олово, вольфрам, молибден и другие «высокотемпературные» металлы (Коростелев, 1965). Полученный в этой области материал позволяет надеяться, что для некоторых регионов будут установлены закономерности распределения ртути в гидротермальных образованиях и вмещающих породах и зависимость между конфигурацией и интенсивностью ореолов, с одной стороны, и участками локализации оруденения — с другой, что является весомым вкладом в комплекс методов, позволяющих искать скрытое и полускрытое оруденение различных типов. Можно ожидать, что интересный материал будет получен при изучении содержаний ртути в зонах безрудной минерализации, формирующихся в заключительную стадию образования многих месторождений и локализованных как выше, так и ниже зон наиболее продуктивного оруденения. Нижние и верхние безрудные зоны, возможно, будут резко различаться по содержанию ртути, однако пока это только предположение, нуждающееся в строгой проверке. В настоящее время трудно однозначно характеризовать генетический тип зональности, проявляющейся в виде ореола рассеянной ртути близ сульфидно-касситеритовых, колчеданных и полиметаллических месторождений, поскольку мы еще не можем связать формирование этого ореола с какой-то определенной стадией рудного процесса и не знаем, происходит ли формирование этого ореола в результате накопления ртути в ходе всего процесса оруденения или же вынос ртути происходит в конечные стадии, что способствует локализации ртутных ореолов на дальних флангах месторождений, как например, на флангах Депутатского сульфидно-касситеритового месторождения.

Все сказанное об ореолах рассеяния несколько не умаляет существенных достоинств и практической роли классических металлометрических методов, широко применяемых в практике поисков месторождений самых различных типов.

ЗНАЧЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Возможность использования ореолов гидротермального изменения вмещающих пород для оценки глубоких горизонтов известных и поисковых, часто скрытых рудных тел определяется несколькими факторами. Эти ореолы не должны быть очень большими по абсолютным размерам — в противном случае определение участков локализации руд в пределах ореолов станет самостоятельной и не менее трудной задачей. Они не должны быть и очень маломощными — иначе обнаружение ореолов будет равнозначно обнаружению рудного тела. Кроме того, необходимо, чтобы ореолы собственно околорудных изменений были контрастными и поддавались картированию, отличаясь от участков регионального изменения вмещающих пород. Во всех случаях специфическим вопросом остается выяснение относительного возраста околорудных изменений и собственно промышленного оруденения; одновременность или неодновременность этих образований предопределяет разнообразие конкретных сочетаний руд и ореолов и по-разному заставляет формулировать поисковые и оценочные критерии.

Перечисленным требованиям, как правило, удовлетворяют ореолы гидротермального изменения близ колчеданных рудных тел и месторождений, широко используемые в практике поисков новых и оценки уже выявленных объектов. Ореолы изменения устанавливаются, изучаются и используются для решения тех же задач на молибденовых, золотых, урановых, редкометальных месторождениях; на свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в гранитах, на скарновых месторождениях, несущих молибденовое, вольфрамовое и медное оруденение. Опыт использования тех же ореолов, возникающих в связи с разнообразными месторождениями, залегающими в монотонных терригенных, а иногда карбонатных породах (сульфидно-касситеритовые, свинцово-цинковые и др.), еще очень невелик, и прежде, чем он станет достоянием широкого круга геологов, необходимы дополнительные геологические и методические исследования.

Характерными чертами колчеданных месторождений принято считать, в частности, локализацию оруденения среди вулканогенных пород и образование сопутствующих зональных ореолов гидротермального выщелачивания, сложенных преимущественно кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми породами, реже монокварцитами и другими членами формации вторичных кварцитов и аргиллизитов. Вообще метасоматические колонки, сопровождающие ту или иную залежь, бывают разнообразными. Самая внутренняя зона слагается чаще всего монокварцитами или кварц-серицитовыми породами с пиритом; далее к периферии последовательно располагаются зоны кварц-серицито-хлоритовых пород с пиритом, кварц-хлоритовых пород с альбитизированным плагиоклазом и пиритом, кварц-хлорит-альбит-карбонатных пород с пиритом и пород, сложенных кварцем, хлоритом, альбитом, эпидотом и гематитом. Таким образом, внешние зоны сходны с пропилитами, они могут также содержать наряду с хлоритом монтмориллонит, селадонит, соконит. Относительно редко внутренние части метасоматических колонок представлены высокоглиноземистыми фациями вторичных кварцитов с корундом, андалузитом, джаспором, пирофиллитом, зуннитом и т. д.

Колчеданные залежи не обязательно локализуются в середине метасоматических колонок, а даже чаще в их более внешних зонах; причем в этом последнем случае они бывают относительно более богаты сульфидами меди и свинца, что позволяет предполагать связанность, но не полную одновременность двух процессов — оруденения и гидротермального изменения окolorудных пород.

В практике разведочных работ следует иметь в виду установленное на ряде примеров (В. П. Логинов, наст. изд., т. II) некоторое соответствие между элементами первичного залегания колчеданных тел и ориентировкой вмещающей метасоматической колонки. Крутые рудные тела сопровождаются, как правило, двусторонне-симметричными ореолами гидротермального изменения, в которых границы между зонами имеют приблизительно то же залегание, что и рудные тела. Аналогичные зоны ореолов смыкаются вверх по восстанию обычно на уровне оруденения, а также и по его простирацию недалеко от рудных тел. Первично пологим залежам соответствуют первично пологие границы зон гидротермального изменения, часто не имеющих симметричного строения и приуроченных лишь к лежащему боку рудных тел.

Привлекает внимание, но не всегда находит удовлетворительное объяснение часто наблюдаемое соответствие между вещественным составом руд и характером окolorудных гидротермальных изменений. Так, существенно пиритовые руды обычно размещаются среди кварц-серицитовых пород, серно- и медноколчеданные руды пиритового ряда — среди высокомагнезиальных пород, богатых кордиеритом и антофиллитом или биотитом, актинолитом и хлоритом; медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные руды пиритового ряда — среди кварц-серицит-хлоритовых и кварц-хлоритовых метасоматитов, а полиметаллические руды — среди кварц-карбонатно-серицитовых пород с гипсом и обильным баритом.

Примеры обнаружения колчеданных месторождений по предварительно установленным ореолам окolorудных изменений приведены в статье В. П. Логинова; там же на основании собственных данных и анализа обширного литературного материала сформулированы основные принципы использования явлений зональности в практике поисков новых рудных тел и оценки уже обнаруженных объектов. Согласно данным В. П. Логинова, первичная зональность ореолов гидротермального выщелачивания позволяет делать в значительной мере оправданные предположения о размещении слепых рудных тел относительно этих ореолов и их отдельных зон, а в ряде случаев о вероятной общей форме и приблизительных размерах скрытого рудного тела или группы тел, а также о степени приближения горных выработок к границе разведываемого рудного тела. Само собой разумеется, что надежды на успех прогнозов становятся более оправданными, если наряду с зональностью ореолов выщелачивания учитываются зональность ореолов первичного рассеяния элементов и особенности проявления зональности самих рудных тел, свойственной данному месторождению или его участку.

Все без исключения типы промышленных молибденовых месторождений сопровождаются специфическими зонами окolorудного изменения, что позволяет рассматривать эти последние как важный критерий и при оценке оруденения (вещественный состав, возможности комплексного использования руд, перспективы глубоких горизонтов) и при поисках. В последние годы эти зоны детально изучены В. И. Рехарским (настоящ. изд., т. I, стр. 148), который выделяет четыре формации метасоматитов, с каждой из которых связаны специфические, отличные друг от друга минеральные ассоциации с молибденитом. В частности, интенсивные окolorудные изменения вмещающих пород — серицитизация, окварцевание, пиритизация, реже флюоритизация и иногда образование вторичного ортоклаза — свойственны месторождениям кварц-молибденит-

серицитовой формации. Наиболее ярко выражен процесс серицитизации, приводящий прежде всего к замещению биотита гранитов агрегатом серицита, рутила и реже хлорита. Вслед за биотитом изменяется плагиоклаз, прорастающий сначала мелкими чешуйками серицита, а этот последний в участках максимального изменения перекристаллизовывается в крупночешуйчатый мусковит. Типичная грейзенизация проявляется только на некоторых локальных участках. Характерно, что изменение основной массы околожильных пород «не доходит» до стадии грейзенизации, а сводится к серицитизации с одновременным окварцеванием и пиритизацией.

В ходе серицитизации гранитов наиболее устойчив калиевый полевой шпат, изменяющийся не постепенно, а сразу с образованием агрегата кварца и мусковита. Примечательно, что границы зон измененных гранитов с замещенным и незамещенным калиевым полевым шпатом всегда очень резкие — обстоятельство, которое может быть использовано при поисках потенциально рудоносных структур. Согласно данным В. Т. Покалова (1964), перечисленные изменения в большинстве случаев непосредственно связаны с оруденением, но на некоторых месторождениях предшествуют ему. При изучении Умальтинского месторождения, относящегося к кварц-молибденит-серицитовой формации. В. Т. Покаловым установлено, что на верхних горизонтах ореол измененных пород имеет максимальную мощность и зональное строение: в направлении от рудного тела выделяются зоны грейзенизированного, сильно серицитизированного, серицитизированного и слабо серицитизированного гранита, сменяющиеся неизмененным гранитом. С глубиной мощность зон постепенно уменьшается и они поочередно, начиная с внутренней зоны, выклиниваются. На средних горизонтах исчезает зона грейзенизированных, а на нижних — и сильно серицитизированных гранитов. Следует отметить, что пояса околожильных изменений обычно имеют симметричное строение, но в местах выполаживания жил гранит всякого бока изменен значительно сильнее. Описанная зональность околожильных изменений связана, по В. Т. Покалову, с минерализацией одной стадии. В участках с телескопированным оруденением картина искажается (усложняется), однако общая тенденция уменьшения мощности и интенсивности зон изменения с глубиной выражена достаточно отчетливо. Жильные образования поздних стадий минерализации (кварцевые и кварц-карбонатные жилы с халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и др.) возникли из растворов, обогащенных углекислотой и резко обедненных калием. Околорудные изменения близ подобных жил выражены в замещении биотита и полевых шпатов серицитом и карбонатом. Если учесть, что характерной чертой собственно рудных тел кварц-молибденит-серицитовых месторождений, по данным Н. А. Хруцова (Хруцов, 1961), является обратная пульсационная зональность, можно предположить, что в неэродированных районах возможно обнаружение симметрично построенных жил с минеральными ассоциациями ранних стадий в центральной части и поздними минеральными ассоциациями, тяготеющими к верхним и нижним участкам выклинивания рудоносных структур. Можно ожидать, что в соответствии с подобным размещением ранних и поздних минеральных ассоциаций в рудных телах будет построен и ореол околорудных измененных пород, интенсивность и размеры которого позволят судить о вещественном составе, приблизительных размерах и элементах залегания искомого или разведываемого рудного тела.

Зональное строение ореолов измененных вмещающих пород установлено для золоторудных месторождений формации малых глубин. Так, в Нижнем Приамурье свойственные верхним горизонтам вторичные кварциты сольфатарного типа сменяются на глубине пропилитами, а еще глубже — ортоклазовыми метасоматитами и зонами грейзенизации. Премущественная приуроченность золотого оруденения к пропилитам позво-

ляет рассматривать выявленную закономерность строения ореолов как важный оценочный и поисковый критерий.

Данные о размерах, строении и вещественном составе ореолов гидротермально измененных пород для месторождений различных типов содержатся в соответствующих главах настоящего издания. Там же, хотя и с различной степенью детальности, рассмотрен вопрос об относительном возрасте изменений и оруденения. Нет сомнения в том, что выявление зональности ореолов гидротермального изменения способствует правильной оценке перспектив глубинных частей месторождений и оказывает существенную помощь при поисках скрытых или полускрытых рудных тел.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что даже для тех месторождений, где преимущественно распространен какой-то один тип зональности (рудных тел, ореолов рассеяния, ореолов гидротермального изменения), геологам-исследователям и геологам-разведчикам необходимо стремиться к комплексному учету всех закономерностей концентрации и рассеяния вещества в ходе процессов оруденения, к сопоставлению наблюдаемых закономерностей с особенностями геологической обстановки рудообразования, к определению вероятных закономерностей на основании всей суммы геологической информации, полученной при изучении региона, рудного райсна, рудного поля, месторождения или отдельно взятого рудного тела.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Волосов А. Г.* Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружения слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях.— *Геохимия*, 1961, № 11.
- Буткевич Т. В.* Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 43. Вольфрам. Госгеолтехиздат, 1960.
- Выбочкин А. М.* Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. Изд-во «Недра», 1965.
- Воробьев Ю. Ю., Иванкин П. Ф., Кузбный В. С., Лиходед Р. Я.* Взаимоотношения гидротермального метаморфизма и сульфидного оруденения на Березовско-Белоусовском рудном поле.— *Труды Алтайского горно-металлург. н.-и. ин-та АН КазССР*, 1960, VIII.
- Засулин Г. Н.* О комплексе элементов-индикаторов при геохимических поисках колчеданных месторождений на Южном Урале.— *Ученые записки Саратовск. гос. ун-та*, 1961, 67, вып. геол.
- Зильберминц А. В.* Геология и генезис Иульгинского оловянно-вольфрамового месторождения. Изд-во «Наука», 1966.
- Иванкин П. Ф.* Зональность колчеданного ряда месторождений Иртышской зоны смятия на Алтае.— *Докл. АН СССР*, 1959, 126, № 4.
- Комаров П. В., Нактинас Е. М.* Фтор, хлор и бор как элементы-индикаторы при геохимических поисках.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1965, 7, № 3.
- Коростелев П. Г.* Минералого-геохимические особенности сурьмяно-ртутной минерализации Комсомольского рудного района.— В кн. «Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока». Владивосток, 1965.
- Котов П. А., Труфанов В. М., Черепанов А. А.* Особенности зональности жил и околожилных пород на флюоритовых месторождениях Забайкалья.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4). Чита, 1967.
- Левшицкий О. Д., Смирнов В. И.* Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения.— В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.
- Логинов В. П.* Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма.— В кн. «Колчеданные месторождения Урала», Изд-во АН СССР, 1950.
- Логинов В. П.* Основные типы первичной зональности колчеданных месторождений Урала.— В кн. «Материалы к Всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел». М., 1958.
- Лугос С. Ф.* Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Муханов К. М., Россман Г. И.* Первичные ореолы рассеяния некоторых полиметаллических и медных месторождений Центрального Казахстана и Рудного Алтая.— *Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол.* (в кн. «Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики»). Госгеолтехиздат, 1960).
- Озерова Н. А.* Первичные ореолы рассеяния ртути.— *Труды ИГЕМ АН СССР*, 1962, вып. 72.

- Покалов В. Т.** Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. Изд-во «Недра», 1964.
- Прокин В. А.** Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал).— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.
- Радкевич Е. А., Кокорин А. М., Кокорина Д. К., Коростелев П. Г., Лаговская Е. А., Мукосеева З. Л., Степанова М. В.** Элементы-примеси в минералах как индикаторы глубины эрозийного среза.— В кн. «Генетические типы, условия образования и закономерности размещения олова и вольфрама Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.
- Рехарский В. И.** О полевошпат-кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. (Труды первой конференции по околорудному метасоматизму). Изд-во «Недра», 1966.
- Россман Г. И.** Опыт изучения первичных ореолов рассеяния полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— В кн. «Геохимические поиски рудных месторождений в СССР». Госгеолтехиздат, 1957.
- Россман Г. И.** Первичное рассеяние металлов в боковых породах Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай).— Сов. геология, 1960, № 6.
- Россман Г. И.** Первичные ореолы рассеяния некоторых элементов на отдельных полиметаллических месторождениях Рудного Алтая.— В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., 1963.
- Тетяев М. М.** К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений.— Изв. геол. ком., 1918, 37, № 7, 8.
- Флеров Б. Л.** Первичная зональность на Валькумейском месторождении.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», 1961, вып. 15.
- Флеров Б. Л.** Особенности структуры Деппутатского месторождения.— В кн. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». Изд-во «Наука», 1965.
- Хасин Р. А.** О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит-вольфрамовых месторождений.— Докл. АН СССР, 1949, 64, № 1.
- Хрущов Н. А.** Оценка месторождений при поисках и разведках.— вып. 19. Молибден. Госгеолтехиздат, 1961.
- Щеглов А. Д.** Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., 1966.

СОДЕРЖАНИЕ

	Предисловие к т. II	5
	Часть II	
	Зональность колчеданных и золоторудных месторождений	7
<i>В. П. Логинов.</i>	Эндогенная зональность колчеданных месторождений	7
<i>Н. В. Петровская, Д. А. Тимофеевский, Н. И. Бородаевский.</i>	Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений	86
	Часть III	
	Общие вопросы зональности гидротермальных рудных месторождений	123
<i>Д. О. Онгоев.</i>	Условия и главнейшие факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях	123
<i>И. Н. Кигай.</i>	О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования	164
<i>В. Н. Дубровский.</i>	Значение гипогенной зональности для оценки перспектив глубинных частей месторождений и поисков скрытого оруденения	196

Эндегенная зональность колчеданных месторождений. В. П. Логинов. «Зональность гидротермальных рудных месторождений», т. II. Изд-во «Наука», 1973.

На большинстве сульфидных месторождений, принадлежащих к колчеданному семейству, проявляется эндегенная зональность тройкого рода: а) зональность предрудного гидротермального выщелачивания рудомещающих толщ с образованием метасоматических колонок, несколько различающихся в зависимости от преобладающей активности того или иного кислотного аниона; б) зональность последующего многостадийного рудоотложения с формированием нескольких рудных зон (серноколчеданной, медноколчеданной, медно-цинково-колчеданной, местами и колчеданно-полиметаллической); в) зональность близкоодновременного с рудоотложением рассеяния рудных элементов в боковых породах. Известны также немногие изучавшиеся примеры внутривнутристадийной рудной зональности, возникавшей в результате градиции окислительно-восстановительных условий кислотности рудообразующей среды, температурного градиента. В зависимости от первичного наклона геологических структур, контролирувавших рудоотложение и метасоматическое изменение боковых пород, различаются два крайних структурно-морфологических типа зональности. Рассмотрены примеры и возможности практического использования проявлений зональности для целей поисков, разведки и селективной добычи колчеданных руд. Табл. 5. Илл. 20. Библ. 189 назв.

УДК 553.065:553.411

Эндегенная зональность золоторудных полей и месторождений. Н. В. Петровская, Д. А. Тимофеевский, Н. И. Бородаевский. «Зональность гидротермальных рудных месторождений», т. II. Изд-во «Наука», 1973.

На основе сравнительного анализа материалов по ряду золотосодержащих провинций Советского Союза и других стран показаны характерные различия зональности золотого оруденения, развивавшегося в разных уровнях глубин. Описаны проявления стадийной и фациальной зональности, с которыми связаны закономерности размещения рудных столбов. Контрастность различных зон минерализации возрастает от глубинных к малоглубинным рудным полям. Выявлены признаки зональности, обусловленные пространственным совмещением золотой и инородной рудной минерализации. Отмеченные закономерности рекомендуются для целей прогнозов. Илл. 9. Библ. 102 назв.

УДК 553.061.11—13

Условия и главные факторы возникновения зональности в гидротермальных месторождениях. Д. О. Онтоев. «Зональность гидротермальных рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1973.

В работе освещены благоприятные геологические условия, способствующие проявлению зональности в гидротермальных месторождениях, и основные факторы, обуславливающие возникновение зональности. Рассмотрены критерии (магматические, геологоструктурные, минералого-геохимические и физико-химические) выделения стадий минерализации при многократном пульсационном процессе рудообразования. Проанализированы геологические и физико-химические факторы, контролирующие возникновение зональности при одноактном или одностадийном процессе рудообразования. В заключение дана систематика важнейших факторов возникновения эндегенной зональности. Табл. 3. Илл. 4. Библ. 213 назв.

УДК 553.061.11—13

О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального рудообразования. И. Н. Кига́й. «Зональность гидротермальных рудных месторождений», т. II. Изд-во «Наука», 1973.

В статье рассмотрено современное состояние пульсационной теории гидротермального рудообразования и приводится ее доказательство, основанное на анализе особенностей многостадийного гидротермального процесса с использованием надежных критериев стадийности. Реконструирована типовая последовательность гидротермальных процессов одной металлогенической эпохи, обусловленная общими закономерностями гидротермального процесса вообще и мало зависящая от региональных особенностей и возраста металлогении. Разобраны причины пульсационного поступления растворов и гидродинамические условия в период рудообразования. Детально анализируется степень надежности различных критериев стадийности, освещавшихся ранее в геологической литературе, и возможные осложнения при их применении. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 131 назв.

УДК 553.2:550.8

Значение гипогенной зональности для оценки перспектив глубинных частей месторождений и поисков скрытого оруденения. В. Н. Дубровский. «Зональность гидротермальных рудных месторождений», т. II. Изд-во «Наука», 1973.

В статье с широким использованием разнообразных фактических данных и выводов, приведенных в прочих статьях двух томов сборника «Зональность гидротермальных рудных месторождений», в систематизированном виде изложены рекомендации по использованию зональности оруденения для оценки перспектив оруденения на глубину и поисков скрытого оруденения. Илл. 2. Библ. 29 назв.

Зональность гидротермальных рудных месторождений, том II

Утверждено к печати
Институтом геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии

Редактор *С. М. Александров*
Редактор издательства
Ю. Г. Гордина
Художественный редактор
С. А. Литвак
Технический редактор
Л. И. Куприянова

Сдано в набор 30/VII 1973 г. Подпис. к печ. 23/XI 1973 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 19,6.
Уч.-изд. л. 21,1. Тираж 1750. Т-09880. Тип. зак. 2707
Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Готовятся к печати книги:

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ТИПЫ БОКСИТОВ СССР.

23 л. 2 р. 60 к.

В монографии изложены основные теоретические положения, на которых базируется построение генетической классификации, и приведены критерии, используемые при выделении различных групп и типов бокситовых месторождений. Предложена новая генетическая классификация. Особое внимание уделено перспективной группе карстовых месторождений. Приведено краткое описание характерных месторождений и бокситопрооявлений, распространенных в СССР. Особо отмечена специфическая полигенная бокситовых месторождений и показана необходимость дифференцированного подхода к прогнозу различных их классов.

Авт.: Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Звягин Б. Б., Горшков А. И.

ГИПЕРГЕННЫЕ ОКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА.

13 л. 1 р. 30 к.

Основой монографии являются экспериментальные исследования по получению окислов железа в условиях, при которых протекает их образование в зоне гипергенеза. Рассмотрены с новых позиций мобилизации железа, образование осадочных и термально-осадочных железных руд, красноцветных отложений. Дана оценка роли железобактерий в образовании железорудных концентраций.

Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

(на примере Восточного Забайкалья). 15 л. 1 р. 50 к.

В работе освещаются результаты детального изучения минеральных парагенезисов руд свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах и свинцово-цинково-молибденового и золото-полиметаллического месторождений в силикатных породах. Рассмотрены критерии выделения парагенезисов, типоморфные особенности главных рудообразующих минералов, вопросы стадийности.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

МОСКВА, В-463, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Кишинев, ул. Пушкина, 31; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Ленинград, Менделеевская линия, I; Ленинград, 9 линия, 16; Москва, ул. Горького 8;

Москва, ул. Вавилова, 55/7; Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Томск, наб. реки Ушайки, 18; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6.

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
45	2 сверху	В. П. Петрова	В. М. Первова
54	31 сверху	Al_2O_3	MgO
86	8 сверху	Gonigle, 1925, 1929	McGonigle, 1925; Emmons, 1929
109	22 сверху	Калгури	Калгурли
116	фиг. 9	Djusca	Giusca
139	28 снизу	Jarrels	Garrels
177	13 сверху	стационности	стадийности
186	25 сверху	деятельностью	детальностью

Зак. 2707

1980

915



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»