

**МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР  
КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ**

**ГЕОЛОГИЯ  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КАЗАХСТАНА**

**АЛМА-АТА 1978**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗССР  
КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

558.43/45

ГЕОЛОГИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

1881

Алма-Ата 1976



## А Н Н О Т А Ц И Я

Сборник включает статьи, посвященные полиметаллическим месторождениям Казахстана. Рассматриваются геохимия участков месторождений, метасоматическое изменение вмещающих оруденение пород, литофациальные особенности локализации руд. В ряде работ затрагиваются методические вопросы изучения месторождений. Приводятся примеры новых районов проявления полиметаллической минерализации.

Сборник предназначен для широкого круга геологов, интересующихся месторождениями полиметаллов.

Редакционная коллегия:

Г.Р.Бекжанов (гл. редактор), Г.Х.Гильмутдинов (отв. за выпуск),  
В.Л.Лось (отв. редактор), В.А.Нарсеев, Е.В.Пучков

Е.С.Зорин, Ж.У.Аханов

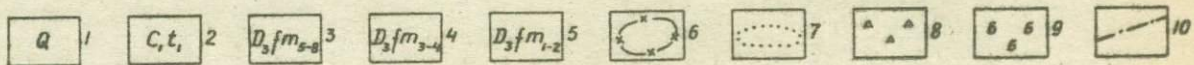
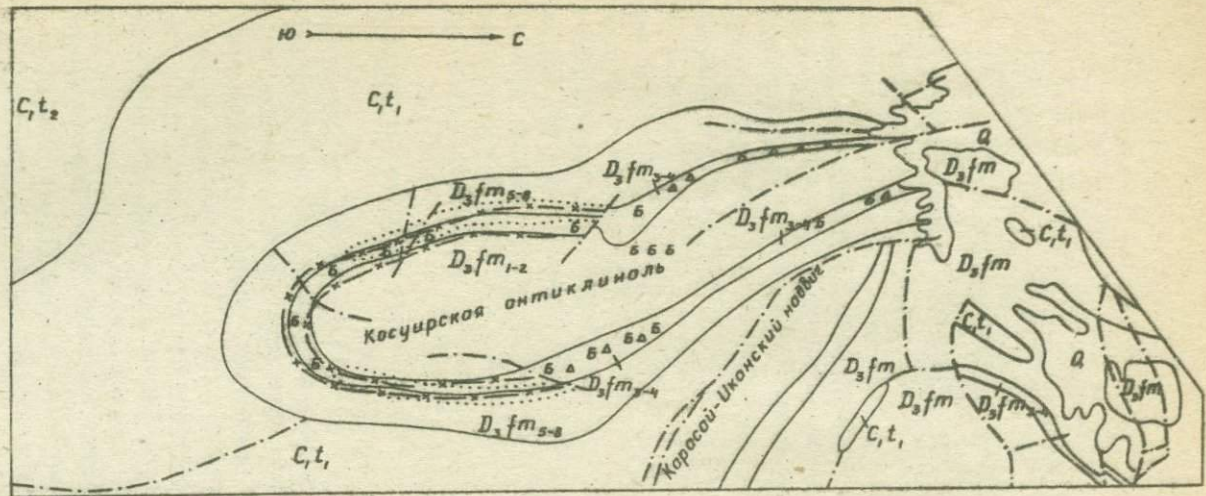
О НОВОМ ПРОЯВЛЕНИИ СТРАТИФОРМНОГО  
СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАРАТАУ

В 1973-1974 гг. в результате проведения коренной литохимической съемки в Центральном Каратау Каратауской ГРД выявлен участок Косуир с проявлением полиметаллического оруденения стратиформного типа. Литохимическая съемка проводилась по сети 100х20 м, в пробу отбирались сколки коренных пород способом "конверта", вес проб составлял 150 г. Спектральный анализ проводился на спектрографе ДЭС-8.

В геологическом строении участка Косуир принимают участие карбонатные отложения фамэнского и нижнетурнейского возраста, образующие Косуирскую антиклинальную складку (рисунок). Последняя прослеживается примерно на 5 км, максимальная ширина ее 1,5-2 км. Простираение оси антиклинали в северной ее части северо-западное,  $315-340^{\circ}$ , в средней и южной - северо-западное,  $350^{\circ}$ . В западном крыле складки углы падения пород изменяются от 35 до  $60^{\circ}$ , в восточном - от 60 до  $80^{\circ}$ , в южной замковой части равны  $30-50^{\circ}$ .

Антиклинальная складка осложнена многочисленными разрывными нарушениями северо-западного простираения.

По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям фамэнские отложения на участке Косуир подразделяются на ряд горизонтов. В основании толщи залегает Переходный горизонт, сложенный чередующимися слоями доломитов и известняков, мощность его изменяется от 50 до 80 м, а выше - Доломитовый горизонт, представленный серыми и темно-серыми грубослоистыми доломитами, мощность его 75-150 м. Затем залегают следующие горизонты: Нижний комковатый, сложенный серыми до темно-серых известняками комковатой текстуры с глинистыми примазками, мощность 50-130 м; Первый ленточный, представленный темно-серыми и серыми тонкозернистыми слоистыми известняками, мощность 15-40 м; Ячеистый, сложенный темно-серыми тонко- и мелкозернистыми известняками, иногда по простиранию сменяющимися доломитами с характерной ячеистой поверхностью выветривания, мощность 10-15 м; Второй ленточный, представленный переслаивающимися и сменяющимися друг друга по простиранию прослоями темно-серых слоистых и толстослоистых из-



Р и с. Схема геологического строения участка Косуир

Отложения: 1 - современные; 2 - нижнетурнейские, 3-5 - фаменские (3 - Верхний ленточный, Верхний комковатый, Плитчатый, Средний комковатый горизонты), (4 - Второй ленточный, Яеистый горизонты), (5 - Первый ленточный, Нижний комковатый, Dolomitовый, Переходный горизонты); ореолы рассеяния: 6 - свинца, 7 - цинка; 8 - вкрапленность галенита; 9 - вкрапленность, гнезда и прожилки барита; 10 - разрывные нарушения

известняков и доломитов, мощность 20–40 м; Средний комковатый, сложенный серыми и темно-серыми известняками комковатой текстуры с глинистыми примазками, мощность 40–60 м; Плитчатый, представленный тонкослоистыми темно-серыми и черными тонкозернистыми известняками мощностью 40–60 м; Верхний комковатый, сложенный чередующимися прослоями известняков и доломитов массивной и комковатой текстуры иногда с глинистыми примазками, мощность 25–55 м; Верхний ленточный, представленный темно-серыми тонко- и мелкозернистыми слоистыми известняками и доломитами, мощность 20–40 м.

В нижнекаменноугольных отложениях выделяются снизу вверх горизонты: Базальный (светлые известняки и их брекчии) мощностью 40–80 м, Искристый (темно-серые и черные доломиты) мощностью 20–80 м, Турланский (переслаивающиеся известняки и доломиты) мощностью 100–180 м, Бельмазарский (серые известняки) мощностью 180–250 м, Балатурланский (известняки) мощностью 250–450 м и Аксайский (светло-серые массивные известняки).

Коренной литохимической съемкой на Косуирской антиклинали в пределах распространения Ячеистого и Второго ленточного горизонтов фаменских отложений установлены первичные ореолы свинца с содержанием до 0,4%, цинка до 0,2%, бария до 2%, серебра до 5 г/т. Первичные ореолы рассеяния свинца прослеживаются в Ячеистом и Втором ленточном горизонтах на расстоянии около 3 км при ширине до 80 м. При осмотре первичных ореолов рассеяния в доломитистых известняках Второго ленточного горизонта установлена свинцовая минерализация, прослеживаемая на 120 м при мощности до 1,5–2 м. Содержание свинца на этом участке достигает 1,45%. Оруденение в пределах минерализованной зоны распределено довольно равномерно. Минералогический состав руд простой: из числа первичных рудных минералов, кроме галенита, здесь в небольших количествах встречаются пирит и сфалерит. Рудные минералы образуют послойную вкрапленность, просечки и короткие прожилки. Мощность прожилков галенита не превышает первых миллиметров.

Во Втором ленточном горизонте, кроме галенита, пирита и сфалерита, довольно широкое распространение имеет барит, образующий рассеянную вкрапленность, гнезда и прожилки.

В западном и восточном крыльях Косуирской антиклинали аномальные содержания свинца чаще устанавливаются в Ячеистом горизонте, а в южной и замковой, в первичных ореолах рассеяния, чаще приурочены ко Второму ленточному горизонту. К нему же тяготеют первичные ореолы

цинка и бария. Аномальные содержания серебра шире распространены в Ячеистом горизонте.

Мелкие поисково-картировочные скважины, пройденные по участку осенью 1974 года, подтвердили наличие свинцово-цинкового оруденения на глубине. При этом отмечено увеличение содержания свинца и бария в Ячеистом горизонте и цинка во Втором ленточном горизонте. Выходы на поверхность пород Второго ленточного и Ячеистого горизонтов обычно сопровождаются значительным проявлением окисленных минералов марганца и железа.

Имеющийся фактический материал позволяет сравнить участок Косуир с известным стратиформным месторождением Миргалымсай. Участок Косуир, как и месторождение Миргалымсай, расположен в области перехода известняково-мергельной литофации фаменских отложений в известняково-доломитовую литофацию.

Бидимал вкрапленная и прожилково-вкрапленная свинцово-цинковая минерализация, сопровождаемая контрастными первичными ореолами свинца и цинка, приурочена к породам Второго ленточного и Ячеистого горизонтов фамена, являющимся основными рудовмещающими горизонтами Миргалымсайского месторождения.

Свинцово-цинковое оруденение на участке Косуир сопровождается повышенными содержаниями в рудовмещающих породах бария и серебра, что характерно для центральной части месторождения Миргалымсай.

В заключении необходимо отметить, что в структурном отношении западное крыло Косуирской антиклинали (особенно ее северо-западная часть) может явиться непосредственным продолжением юго-восточных флангов Сонкульсайского, Центрального и Южного блоков месторождения Миргалымсай.

А.М. Дудик

#### О ПОЗДНЕПЕРМСКОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ ОРУДЕНЕНИИ В КАКРАЛИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Поиски полиметаллических месторождений в Центральном Казахстане направлены в основном на полигенные осадочно-гидротермальные (стратиформные) месторождения, сформированные в средне- и позднепермскую металлогенические эпохи.

Основное внимание уделяется территории, сложенной терригенно-карбонатными отложениями франского, фаменского и турнейского ярусов. Практически из поля зрения выпало более 80% площади Каркаралинского рудного района, сложенной вулканогенными образованиями позднегерцинского времени (нижне-верхнекарбоновые и нижнепермские).

В результате многолетних геохимических исследований Каркаралинского района мы пришли к выводу о необходимости пересмотра взглядов о бесперспективности данной территории на выявление промышленных полиметаллических месторождений.

В ослабленной тектонической зоне, ограниченной с востока Центрально-Казахстанским, с запада Казангапским глубинными разломами, выявлены зоны свинцово-цинковых геохимических аномалий, приуроченные к вулканогенным толщам каркаралинской ( $C_{1-2}$  кз), кергетасской ( $C_2$  кг) и архарлинской ( $C_3-P_1$  аз) свит, а также к субвулканическим телам липаритовых порфиров (пл  $C_3-P_1$ ).

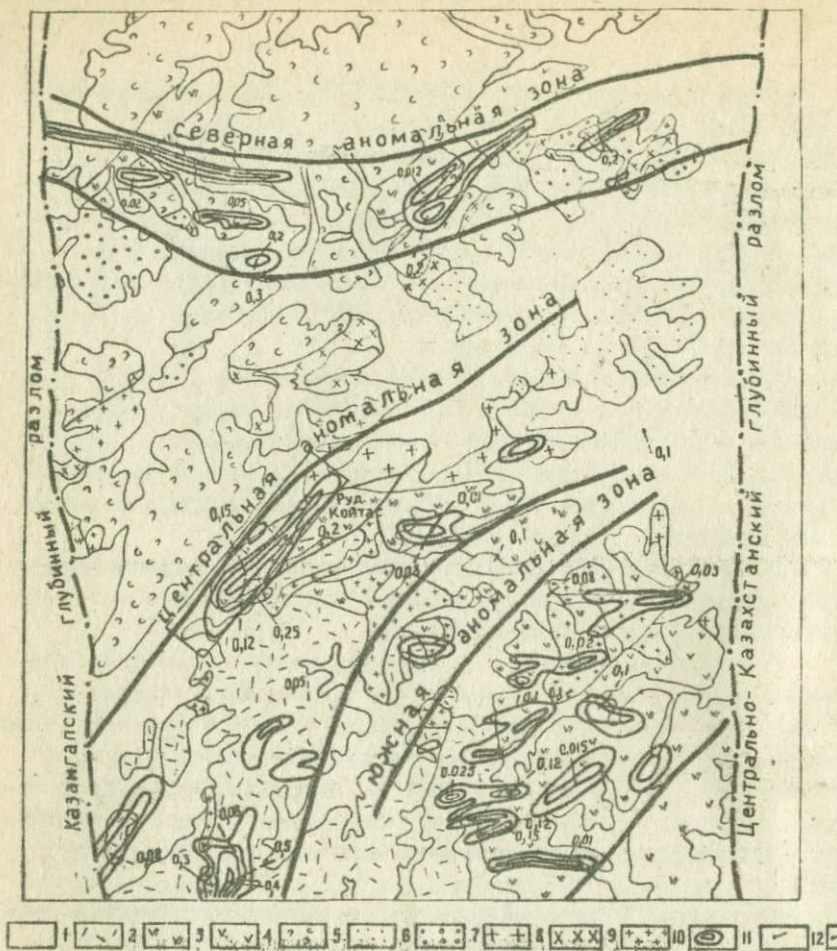
В настоящей статье излагаются результаты геолого-геохимического исследования одной из наиболее крупных - комплексной свинцово-цинковой - аномалий (рудопоявление Койтас).

Зоны свинцово-цинковых геохимических аномалий расположены в северной части Токрауского синклиория, в мобильной зоне шириной 10-15 км, ограниченной с запада Казангапским, с востока Центрально-Казахстанским глубинными разломами. Центральную часть данной территории занимает Кушукская синклиналь, сложенная терригенно-карбонатными отложениями франского и фаменского ярусов и вулканогенными образованиями каркаралинской, калмакэмельской, кергетасской и архарлинской свит.

Интрузивные образования представлены биотитовыми гранитами калдырминского ( $УС_3$  кд) и гранодиоритами топарского ( $УС_2Р$ ) комплексов, а также субвулканическими телами липаритовых порфиров (пл  $C_3-P_1$ ).

Формирование вулканогенных толщ (каркаралинская, калмакэмельская, кергетасская, архарлинская свиты) и интрузивных тел связано с орогенным этапом герцинского тектоно-магматического цикла. Излияние аффузивов и выбросы пирокластических масс происходили в континентальных условиях. В пределах впадин в кайнозой происходило накопление терригенных отложений, мощность которых достигает 100 м.

Свинцово-цинковые аномалии образуют три аномальные зоны (рисунки) - Северную, приуроченную к каркаралинской и кергетасской свитам, Центральную - к архарлинской свите и субвулканическим телам



Р и с. Схематическая геологическая карта района  
рудопроявления Койтас:

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — архарлинская свита — трахилипариты, липариты и их туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, кремнистые алевролиты; 3 — керегетасская свита — дациты; андезит-дациты, липариты и их туфы; 4 — калмаккемельская свита — туфы андезит-дацитов, туфопесчаники, алевролиты; 5 — каркаралинская свита — туфы липарит-дацитов, туфопесчаники, конгломераты; 6 — фаменский ярус — песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты; 7 — франский ярус — песчаники, алевролиты, гравелиты; 8 — граниты калдырминского комплекса; 9 — гранодиориты топарского комплекса; 10 — липаритовые порфиры, верхнекаменноугольные-нижнепермские; 11 — свинцово-цинковые вторичные ореолы рассеяния; максимальные концентрации в рыхлых пробах; 12 — свинца; 13 — цинка

липаритовых порфиров и Южную - к калмакзмельской и кергетасской свитам и липаритовым порфирам.

Рудопроявление Койтас находится в пределах Центральной аномальной зоны.

Рудопроявление Койтас приурочено к ядерной части Кушукской синклинали. В геологическом строении участвуют вулканогенные образования кергетасской и архарлинской свит, а также биотитовые граниты калдырминского комплекса и субвулканические тела липаритовых порфиров. Кергетасская свита сложена туфолавами дацитового и андезитового состава и туфогенными конгломератами. Мощность ее в пределах рудопроявления 500 м. Архарлинская свита представлена лавами, туфолавами липаритов, трихилипаритов, кремнисто-серцитовыми сланцами, кремнистыми алевролитами. Встречаются прослои туфогенных конгломератов, алевролитов и туфопесчаников.

Проявление разрывной тектоники сбросо-сдвигового характера обусловило разделение площади рудопроявления на ряд тектонических блоков. Основное значение имеет разрывное нарушение северо-восточного простирания. Оно выражено зоной гидротермального изменения вулканогенных пород архарлинской свиты шириной от десяти до двухсот метров. Падение его юго-восточное под углом 60-70°.

Гидротермальные изменения выражены окварцеванием, серцитизацией, пиритизацией и частично гематизацией кислых туфов и кремнистых алевролитов. С данной зоной связана и свинцово-цинковая минерализация на рудопроявлении Койтас.

Литохимической съемкой по сети 100x20 м рудная зона отметилась комплексным свинцово-цинковым вторичным ореолом рассеяния. Размеры его по изолинии 0,005% свинца и 0,03% цинка 2,5x0,4-0,5 км, по изолинии 0,15% свинца и 0,1% цинка протяженность 800 м при ширине 30-50 м. Максимальные концентрации в рыхлых отложениях свинца - 0,8%, цинка - 0,4% и меди - 0,12%.

Горными выработками установлена связь данного ореола рассеяния с коренным оруденением, контролируемым вышеописанной зоной гидротермально-метасоматического изменения и дробления пород. Визуально установлены галенит, сфалерит, пирит, магнетит, гематит, малахит, церуссит.

Первичные ореолы свинца и цинка, выделенные по данным спектрального анализа бороздовых проб, простираются по изолинии 0,005% свинца и 0,06% цинка на 3,5 км при ширине 100-250 м; по изолинии 0,06% свинца

ца и 0,15% цинка, с небольшими перепадами на 1400 м при ширине 5-50 м.

Медь, серебро и молибден образуют слабоконтрастные ореолы протяженностью 100-800 м при ширине 2-20 м. Максимальное содержание, %: меди - 0,08, серебра - 0,0003, молибдена - 0,006. Приурочены они к зонам повышенных концентраций свинца и цинка.

Ширина первичных ореолов рассеяния свинца, цинка, меди, серебра и других металлов на рудопоявлении Койтас соответствует 0,8 вторичных. Максимальные концентрации свинца в коренном оруденении и вторичном ореоле рассеяния имеют близкие значения.

Для рудной зоны наблюдается прямая корреляционная связь между

Pb - Zn	- 0,62;	Pb - Au	- 0,56;	Pb - P	- 0,42;
Zn - Ag	- 0,73;	Zn - Mn	- 0,69;	Zn - Mo	- 0,50;
Zn - Ba	- 0,44;	Ag - Mn	- 0,63;	Ag - Mo	- 0,53;
Ag - Ba	- 0,50				

(при  $r_{0,05} = 0,29$ ).

Все вышеуказанное позволяет сделать следующие выводы:

1. В вулканогенных толщах и интрузивных телах, образованных в орогенный этап герцинского тектоно-магматического цикла, выявлены зоны геохимических аномалий и рудопоявления свинца и цинка.

2. При детальном геолого-геохимическом исследовании рудопоявления Койтас выявлена рудная зона протяженностью более 2,5 км при ширине до 250 м. На уровне дневной поверхности содержания свинца и цинка не превышают 0,5-0,8%, и лишь единичные пробы - до 1-1,5%.

3. Свинцово-цинковое оруденение на рудопоявлении Койтас приурочено к зоне оквартцевания, серицитизации, пиритизации пород архарлинской свиты ( $C_3-P_I$  аг) и субвулканическим и дайковым телам липаритово-порфиров ( $\pi \lambda C_3-P_I$ ).

4. В Каркаралинском рудном районе наряду с поисками осадочно-гидротермальных (стратиформных) свинцово-цинковых месторождений, локализованных в терригенно-карбонатных толщах франского, фаменского и турнейского ярусов, необходимо опосредовать территории, сложенные вулканогенными образованиями позднегерцинского времени.

М.Г.Сорокинский

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ГУСЛЯКОВСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА АЛТАЕ

В последние годы в Лениногорском рудном районе в крутопадающих структурах северо-западной части Белоубинского синклинория выявлен ряд колчеданно-полиметаллических месторождений (Гусляковское, Стреланское и др.) и рудопроявлений, характеризующихся сложностью морфологии рудных тел и большой изменчивостью вещественного состава руд. По своим морфоструктурным особенностям они сходны с месторождениями Кедровско-Бутачихинской рудоносной зоны (Тишинское, Габриэлевское), являющейся одной из ветвей Северо-Восточной зоны смятия.

Некоторые вопросы геологии и методики разведки этих месторождений освещались в литературе [4,8,9 и др.]

Рудные залежи приурочены здесь к узким зонам древних глубинных длительно развивавшихся разломов субширотного и северо-западного простираний, являющихся главными магмовыводящими структурами и вмещающими множество тел субвулканических порфировых интрузий как стадии ранних инверсий (нижний карбон) [10 и др.], так и интрузий последующих тектоно-магматических этапов.

По морфологии и условиям залегания рудных тел эти месторождения представляют собой жило- и линзообразные залежи гидротермально-метасоматических руд, располагающихся как в телах порфиров, так и на их продолжении и контролирующихся зонами отслоения, брекчирования и рассланцевания пород. Рудные залежи, особенно их краевые части, иногда значительно динамометаморфизованы и пронизаны многочисленными кварцевыми жилами [8].

Эти месторождения имеют сравнительно умеренные масштабы, чрезвычайно сложны для разведки, но практически важны для исследования, так как располагаются вблизи действующих предприятий.

Наиболее представительным из них является Гусляковское месторождение, рассмотрение геолого-минералогических особенностей и условий локализации которого может в какой-то мере способствовать прогнозированию скрытого оруденения на прилегающих к нему площадях.

Гусяковское полиметаллическое месторождение расположено в районе северо-западного замыкания Белоубинского синклинория в месте сочленения глубинных разломов субширотного и северо-западного простираний. В его строении принимают участие эйфель-живетские (успенская свита) и живет-франские (белоубинская свита) отложения.

Успенская существенно вулканогенно-осадочная свита имеет мощность более 1000 м и представлена внизу разреза грубообломочными туфами, лавобрекчиями и лавами альбитофиринов с прослоями туфопесчаников, сверху — туфитами, туфопесчаниками и алевролитами с прослоями порфиритов.

Белоубинская свита мощностью до 800–1000 м составляет ядро Гусяковской синклинали и представлена повсеместно чередованием углисто-глинистых алевролитов и песчаников.

На участке месторождения эти отложения образуют в плане S-образную структуру и прорваны субвулканическими интрузиями липаритовых и липарит-дацитовых порфиров, контролируемых субширотной зоной Гусяковско-Снегирихинского глубинного разлома и габбро-диабазами, образующими дайковый пояс, фиксирующий зону Белоубинского разлома. Разломы S-образной структуры достигают 800–1000 м по простиранию и ограничиваются с северо-запада и юго-востока интрузией липаритовых порфиров. В центральной части структуры, на участке максимального изгиба контакта отложений успенской и белоубинской свиты, развита интрузия липарит-дацитовых порфиров, имеющая линзовидную, вытянутую вдоль контакта форму. Размеры ее с поверхности составляют 30–80 м по мощности и до 300 м по простиранию.

Месторождение представляет собой минерализованную зону мощностью 350–400 м, вытянутую на 600 м в запад-северо-западном направлении согласно простиранию вмещающих пород и приурочено к верхней части разреза успенской свиты, тяготея к зоне максимального дробления и отслоения вулканогенно-осадочных пород.

В центральной части зоны на уровне развития (по горизонтали) липарит-дацитовых порфиров насчитывается более семнадцати параллельно сближенных рудных тел. Они имеют жило- и линзообразную форму, крутое (до вертикального) падение на северо-восток и контролируются сравнительно маломощными зонами отслоения, будишажа и брекчирования. Мощность рудных тел колеблется от сантиметров до первых десятков метров.

На верхних горизонтах на участках часто повторяемого чередования жилообразных тел липаритовых порфиров с алевролитами мощность рудных тел и содержание металлов в рудах значительно возрастают. Рудные тела приобретают линзообразную форму с частыми раздувами и ответвлениями. Как в плане, так и в разрезе они унаследуют слабо извилистую форму структур вмещающих пород. Оруденение здесь концентрируется в большинстве своем в осадочных породах и контролируется зонами отслоения, брекчирования и микроскладчатости. Роль зон повышенного расланцевания в распределении оруденения на этих горизонтах незначительна. В нижних частях рудной колонны главную рудоконтролирующую роль играют узкие зоны расланцевания и микробудинажа со свойственным им прожилковым типом оруденения. По мере приближения к поверхности зоны расланцевания и будинажа сменяются зонами отслоения, микроскладчатости с характерным для них гнездово-вкрапленным оруденением. Этими структурами контролируются основные запасы густовкрапленных и сливных руд. Контрастность физико-механических свойств микрокварцитов и кварц-серицитовых сланцев обусловила структурную зональность по мощности, сыгравшую основную роль в размещении морфологических типов руд.

Концентрация сплошных руд в зоне контакта микрокварцитов и кварц-серицитовых сланцев, а также наличие в них многочисленных обломков последних свидетельствует о предшествовании метасоматическому рудообразованию интенсивного дробления. Комбинация вышеперечисленных структур и их развитие на сравнительно непротяженном по простиранию участке обусловили столбовобразную форму рудной зоны и ее клиновидную сходимость на глубину. Размах всей известной части колонны (рудных тел и метасоматических пород) по вертикали составляет 600-700 м. Внутренняя зона метасоматической колонны сложена микрокварцитами, тела которых по вертикали и горизонтали кулисообразно сменяются серицит-кварцевыми породами.

Во внешней зоне колонны наряду с кварцем и серицитом появляются карбонат, хлорит и калишпат. Последний особенно широко развит со стороны висячего бока липарит-дацитовых порфиров, что придает им трахитоидный облик. Отношение  $K_2O:Na_2O$  на этих участках равно 50:1 и более.

Руды Гуслияковского месторождения сложены исключительно свинцово-цинковыми разновидностями, составляющими 90-95% от общего объема руд. Остальные 5-10% приходятся на последующие пять типов руд (барит-

свинцово-цинковые, колчеданно-полиметаллические, медно-цинковые, медноколчеданные и серноколчеданные), выделяемые на разных участках месторождения и отличающиеся прежде всего преобладанием того или иного сульфида. Первые три типа руд (свинцово-цинковые, барит-свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические) представлены как вкрапленными, так и сплошными разностями [9]. Между ними устанавливаются постепенные переходы. Руды тонко- и мелкозернистые.

Вкрапленные руды пользуются самым широким распространением (80-90% от общего объема) и приурочены главным образом к серицит-кварцевым породам и микрокварцитам. Сплошные и густовкрапленные руды развиты в основном в прифронтальной и фронтальной части рудных тел (по периферии последних распространены вкрапленники и прожилки) и тяготеют к зоне интенсивной серицитизации. Отличительным признаком вышеупомянутых типов руд является: для второго - резкое увеличение количества барита (10-40%), для третьего - пирита (15-35%). Незначительное количество меди в последнем в некоторой степени отличает этот тип руд Гусяковского месторождения от колчеданно-полиметаллических руд Стрежанского, Шубинского и других месторождений Алтая [5,6]. Соотношение медь : свинец : цинк в сплошных рудах составляет в среднем 0,2:1:6, во вкрапленных - 0,5:1:3. Различия вещественного состава руд отражаются и на их текстурных особенностях. Для первых двух типов характерны в основном массивные текстуры, для колчеданно-полиметаллических руд - полосчатые. Господствующей структурой как сплошных, так и вкрапленных руд являются гипидиоморфно-зернистая, аллотриоморфнозернистая и коррозионная.

Три последующих типа медно-цинковых, медноколчеданных и серноколчеданных руд, составляющие не более 1-2% общей массы руд, пространственно разобщены между собой и так же, как и первые три, отличаются друг от друга не только соотношением рудообразующих минералов в них, но и структурно-текстурными признаками.

Изучение текстурных особенностей руд и их физико-механических свойств позволяет сравнивать руды Гусяковского месторождения по степени их метаморфизма (модуль упругости 780-860 т/см<sup>2</sup>) с рудами Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения (модуль упругости 800-1000 т/см<sup>2</sup>) на Алтае и относить их к слабометаморфизованным [9]. Степень метаморфизма руд возрастает к контактам рудных тел, особенно на границе последних с кварцевыми жилами и микрокварцитами и выражается в катаклазе и частичной перекристаллизации минералов. Галенит и сфалерит испытывают развальцевание их, приобретая субпараллельную

ориентировку контакту. Пирит становится сильно трещиноватым, испытывает частичную перекристаллизацию и залечивается более пластичным халькопиритом, галенитом и сфалеритом. При травлении ( $\text{HNO}_3$  + электро-ток) пириты обнаруживают тонкозональное строение и следы частичной перекристаллизации. Особое место в динамометаморфизме руд занимают кварцевые жилы [8], несущие перекристаллизованные сульфиды. На участках их развития повсеместно наблюдается дробление и гофрировка вмещающих пород и руд.

При исследовании не устанавливается заметного перерыва в формировании гидротермально измененных пород и свинцово-цинковых руд. Скорее всего те и другие образовались в течение одного гидротермально-метасоматического этапа.

Вместе с тем имеются некоторые черты зонального строения месторождения. Так, апикальная часть липарит-дацитовых порфиров калишпатизирована, серицитизирована и окварцована. Внутренняя часть всей рудной колонны, особенно снизу, состоит из микрокварцитов, сменяясь далее по вертикали и горизонтали серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми породами. Нижние горизонты рудной колонны сложены прожилковыми и вкрапленно-прожилковыми рудами, уходящими корневой частью в область развития липарит-дацитовых порфиров. В центральной части месторождения верхи рудных тел сложены сплошными и густовкрапленными барит-свинцово-цинковыми рудами. Медно-цинковые руды тяготеют к флангам, а медноколчеданные — к низам рудных тел. В продольных и поперечных сечениях руднометасоматической колонны ореолы свинца и цинка пространственно совпадают и максимальными значениями тяготеют к верхам центральной части ее. Максимум распределения меди в этой части ложится несколько ниже свинцово-цинкового ореола. На верхних горизонтах северо-западного фланга месторождения максимум распределения меди несколько смещается относительно свинцово-цинкового ореола, что обусловлено широким развитием здесь блеклых руд. Такое распределение меди объясняется, очевидно, повышенной растворимостью последней в условиях резкого преобладания цинка [1,2] и отгоном ее к флангам и верхам рудной колонны. Верхняя часть последней обогащена барием, серебром, сурьмой и мышьяком.

Распространение барита и блеклых руд в верхней части рудных тел и их резкое сокращение с глубиной, слабое развитие метакolloидных

структур, тонкозональное строение пиритов в рудах и, наконец, отсутствие explosивно-гидротермальных брекчий, так характерных для приповерхностных условий рудообразования [11], свидетельствует, очевидно, о спокойной геологической обстановке [7] и высоком окислительном потенциале к концу этапа рудообразования.

С целью изучения температурных условий рудообразования методом декрепитации были исследованы сфалериты около 70 образцов руд. В результате декрепитационного анализа этих проб, выполненного на кафедре полезных ископаемых МГУ А. Л. Дергачевым, выявлена симметричная температурная зональность, максимум которой (360°C) приходится на участок развития сплошных и густовкрапленных руд, то есть на участок, отвечающий центральной части рудометасоматической колонны. Минимальные значения температур (60°C) приходятся на юго-западный фланг рудной зоны.

Такое направленное (снизу вверх) изменение текстурных особенностей и вещественного состава руд и метасоматитов, наличие симметричной по мощности температурной, вещественной и структурной зональности руд и околорудноизмененных пород позволяет судить о формировании рудометасоматической колонны в условиях крутопадающих структур вслед за становлением липарит-дацитовых порфиров.

Имеющийся фактический материал позволяет сделать следующие выводы:

1. В определении пространственного положения Гусяковского месторождения и его рудных тел доминирующее значение имели тектоно-магматические факторы. В условиях слабой тектонической проработки (отсутствие зон дробления, межпластовых срывов и т.д.) степень гидротермального метаморфизма при прочих равных условиях (аналогия литологических разностей, наличие порфиров и др.) резко снижается. В свою очередь характер литологического разреза (контрастность его физико-механических свойств и т.д.) играл главную роль в многообразии тектонической проработки (будинаж, брекчирование, отслоение, микроскладчатость) последних.

2. Важнейшая роль в рудолокализации принадлежит узловому сочленению глубинных разломов субширотного и северо-западного простирания, характеризующегося интенсивной насыщенностью магматическими комплексами.

3. Минералогические исследования позволяют считать, что процесс рудоотложения был одноэтапным и протекал из ультракислых (содержания

CO<sub>2</sub> во выключениях достигает 40%) растворов в условиях средних (до 360°C) температур на глубинах не менее 1,5-2 км.

4. Оруденение распространяется во всех зонах метасоматической колонки, что оббликает его [6,12] со многими месторождениями Алтая. Наибольшие черты сходства Гусляковское месторождение обнаруживает с Тишинским в Лениногорском районе и с Греховским в Зыряновском на Алтае.

5. Если учесть тесную пространственную и, очевидно, временную связь оруденения с липарит-дацитовыми порфирами, то первостепенное значение при поисках приобретает выявление последних в комбинации с разрывной и пликвативной тектоникой, экранирующими горизонтами и благоприятными физико-химическими особенностями вмещающих толщ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев Ю.Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. Госгеолтехиздат. М., 1963.

2. Варнс Х.Л., Чакманский Г.К. Растворимость и перенос рудных минералов. В кн. "Геохимия гидротермальных рудных месторождений". М., "Мир", 1970.

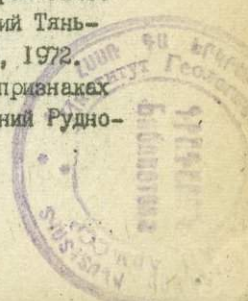
3. Безмен Н.И., Демин Ю.И. О термодинамических условиях формирования колчеданно-полиметаллической минерализации Белообинской рудной зоны (Рудный Алтай). Вестник Московского ун-та, сер. геол., № 4, 1973.

4. Белов Б.П., Волков В.И., Данилов Ю.Н., Сорокинский М.Г. Опыт комплексных исследований при оценке полиметаллического рудопроявления. "Методика и техника разведки". Сб. науч. тр. № 84, Л., ОНТИ БИТРА, 1973.

5. Горжевский Д.И. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая. АН СССР, т. 193, № 1, 1970.

6. Горжевский Д.И., Исакович И.З., Понкратов П.В., Филатов И.Е. Сравнительная геолого-минералогическая характеристика колчеданно-полиметаллических месторождений Тянь-Шаня и других провинций СССР. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1972.

7. Горжевский Д.И., Исакович И.З. О признаках глубинности формирования золотополиметаллических месторождений Рудного Алтая. Изв. ВУЗов, геология и разведка, № 2, 1973.



1887

8. Демин Ю.И., Золотарев В.Г., Округин В.М., Сорокинский М.Г. О сульфидной минерализации в кварцевых жилах на месторождениях Лениногорского района (Рудный Алтай). Докл. АН СССР, 1974.

9. Золотарев В.Г., Сорокинский М.Г. Влияние состава, текстур и степени метаморфизма колчеданно-полиметаллических руд на их физико-механические свойства на примере Гусляковского месторождения. Рудный Алтай. Изв. ВУЗов, геология и разведка, № 10, 1973.

10. Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузубный В.С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1961.

11. Иншин П.В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, "Наука", 1972.

В.А.Левченко

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ  
ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ РАЗНОСТЕЙ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ  
РЕВНЮШИНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ  
(Зыряновский рудный район)

Зыряновский рудный район, включающий около двадцати свинцово-цинковых месторождений, приурочен к Ревнюшинской антиклинали, сложенной в основном осадочно-вулканогенными отложениями. Рудовмещающими являются среднедевонские ревнюшинская (*D<sub>2</sub>em-ev*) и маслянская (*D<sub>2</sub>e-gv,ms*) свиты. Ревнюшинская антиклиналь осложнена небольшими по размеру антиклинальными структурами. Это Малеевско-Путинцевская - на севере, Зыряновская - на западе, Подорловская - на западе и юго-западе, Греховская - на юге и юго-востоке.

Основы стратиграфии Зыряновского района изложены в ряде работ [1,2]. Нами принята стратиграфическая схема, детализированная в последние годы (1969-1973 гг.) А.М.Марьиным, А.М.Мысник, В.А.Шулика, А.К.Каюповым, М.Н.Кожемяко и Т.С.Гришиной.

Ревнюшинская свита состоит из пяти пачек:  $\gamma_{1,2}$ ,  $\gamma_3$ ,  $\gamma_4$ ,  $\gamma_5$ ,  $\gamma_6$ . Три из них ( $\gamma_{1,2}$ ,  $\gamma_4$ ,  $\gamma_6$ ) - осадочно-пирокластические, а две ( $\gamma_3$ ,  $\gamma_5$ ) - преимущественно осадочные, с незначительным количеством пирокластических и осадочно-пирокластических пород. Осадочно-пирокластические

отложения пачек  $\gamma_{1,2}$  и  $\gamma_6$  кислого состава, а пачки  $\gamma_4$  — смешанного, реже среднего состава. Маслянская свита в основном алевролитовая.

В пределах рудовмещающей толщи по вещественному и гранулометрическому составу нами выделены следующие основные разновидности пород (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Основные разновидности пород по  
вещественному и гранулометрическому составу

Осадочные	Пирокластическо-осадочные	Осадочно-пирокластические	Пирокластические
Аргиллиты и алевропелиты	—	Туффиты	Туфы
Алевролиты	Туфалевролиты	Алевроитовые кислые и смешанные	Алевроитовые кислые и смешанные
Песчаники	Туфопесчаники	Псаммитовые кислые и смешанные	Псаммитовые кислые, смешанные, средние
Гравелиты	Туфогравелиты	Псефитовые (гравийные) кислые и смешанные	Псефитовые (гравийные) кислые, смешанные, средние
—	Туфоконгломераты	—	Грубообломочные (агломеративные) кислые, смешанные, средние

Между этими породами существует целый ряд переходных разновидностей как по минералогическому, так и гранулометрическому составу. Гранулометрический состав дается по классификации, предложенной I-м Всесоюзным вулканологическим совещанием, но учитывая резко подчиненное количество лапиллиевых разновидностей по сравнению с гравийными, мы объединяем их и рассматриваем как гравийные, понимая под этим туфы с размером обломков от 2 до 30 мм.

Поскольку в породах района широко развиты карбонатные и пирокластические примеси, нами приняты следующие количественные их пределы, определяющие отнесение пород к той или иной разновидности (табл. 2).

Т а б л и ц а 2  
Количество примесей в породах

Породы	Количество примеси, %	
	карбонатной	пирокластической
Известковистые ...	< 25	-
Известковые ...	25-50	-
Туфоалевролиты, туфопесчаники и т.д.	-	20-25
Туффиты	-	37-50
Туфы	-	75-100
Породы, переходные от туфоалевролитов и туфопесчаников к туффитам	-	25-37
Породы, переходные от туффитов к туфам	-	50-75

Ниже приводится распространение основных литологических разновидностей пород по стратиграфическим пачкам (табл. 3) и их краткое петрографическое описание (табл. 4).

Т а б л и ц а 3  
Распространение основных литологических разновидностей пород по стратиграфическим пачкам

Название пород	$m_s$	$\tau_6$	$\tau_5$	$\tau_4$	$\tau_3$	$\tau_2$	Примечание
	2	3	4	5	6	7	
I							8
Алевропелиты и подчиненные им по количеству аргиллиты	++	+	++	++	++	0	Широко развиты в $m_s$ и $\tau_5$ и в порядке убывания: $\tau_3$ , $\tau_4$ , $\tau_6$ , $\tau_{1-2}$ .
Углистые их разновидности	-	-	+	-	+	-	
Туфоалевропелиты	-	-	-	0	0	-	
Алевролиты известковистые	+++	++	+++	++	+++	-	В $\tau_6$ и $\tau_4$ прослой мощностью от см до 10-30 м
Алевролиты глинистые	+	-	++	+	++	+	
Алевролиты кремнистые	+	-	-	-	-	-	Развиты в восточной и северной части района
Алевролиты углистые	0	-	-	-	0	-	В $m_s$ - на севере, в $\tau_3$ - на востоке района
Известняки	+	-	+	-	-	-	Линзы и прослой от см до 20 м. В $m_s$ в нижней части разреза

I	2	3	4	5	6	7	8
Песчаники	+	+	-	+	+	++	В $\tau_{VI}$ широко распространены, но в незначительном количестве
Гравелиты	0	++	-	++	-	++	
Туфопесчаники	0	++	-	++	-	+	
Туфогравелиты	-	++	-	-	-	++	
Туфоконгломераты	-	-	-	-	-	++	
Туффиты кислого состава:	0	++	+	0	+	++	В $\tau_{VI}$ - в верхней и нижней, $\tau_{VIV}$ - в верхней, $\tau_{VII}$ - в нижней части разреза
алевритовые	-	-	+	+	-	-	Довольно редки
псаммитовые до гравийных	-	++	-	+	-	++	Довольно широко развиты в $\tau_{VI}$ и $\tau_{VII-2}$
Туффиты смешанного состава	-	0	+	++	+	-	В $\tau_{VI}$ они более кислые. В $\tau_{VII}$ в низах, $\tau_{VI}$ в верхах разреза
Туфы кислого состава:	-	++	++	-	+	++	Развиты в основном в $\tau_{VI}$ и $\tau_{VII-2}$
алевритовые	-	0	0	-	-	0	
псаммитовые	0	++	++	-	+	++	В $\tau_{VI}$ их более, чем в $\tau_{VII}$
грубообломочные	-	++	-	-	-	-	
Туфы смешанного состава	-	-	-	+	++	+	Преобладают гравийные кристаллолитокластические разновидности
Туфы среднего состава	-	-	-	++	-	-	

Примечания: +++ преобладают в разрезе пачки; ++ присутствуют в значительном количестве; + присутствуют в незначительном количестве; 0 - присутствуют изредка в незначительном количестве; - отсутствуют.

Кратная петрографическая характеристика основных  
литологических разновидностей пород

Название пород	Цвет	Структура (гранулометрия)	Состав обломков	Тип и состав цемента	Примечание
1	2	3	4	5	6
Алевропелиты и аргил- литы	Серые, зелено- вато-серые	Алевропелитовая, пелитовая	Кварц, реже плагиоклаз	Глинистый, сери- цит-кварцевый	Аргиллиты, алевро- пелиты и алевролиты постепенно переходят друг в друга
Алевролиты	Серые, зелено- вато-серые	Алевролитовая, бласто-алевроито- вая	Кварц, плагио- клаз, реже микрокварциты, и известково-гли- нистый, кремни- сто-глинистый, слюдисто-квар- цевый. В $zv_4$ и нижней части $zv_5$ в цементе тончайшая руд- ная "пыль"	Глинистый, известковисто- глинистый, кремни- сто-глинистый, слюдисто-квар- цевый. В $zv_4$ и нижней части $zv_5$ в цементе тончайшая руд- ная "пыль"	В $zv_4$ нередки разности, в которых обломки пред- ставлены кварцем и всегда преобладающим плагиоклазом В $ms$ и $zv_3$ встречаются углистые разности
Известняки	Светло-серые	Мелкокристалли- ческая	-	-	Часто органогенные, криноидные, алевроитис- тые
Песчаники	Серые, светло- серые, зелено- вато-серые	Псаммитовая, мелко- до средне- зернистой	Кварц, плагио- клаз, микро- кварциты. В $zv_4$ еще почти всегда порфи- риты	От базального до соприкосно- вения и выполне- ния пор; серицит- кварцевый, извест- ковисто-глинисто- кремнистый	Наблюдаются разности, где в обл. только кварц или кварц и плагиоклаз. В $zv_4$ всегда преоб- ладает плагиоклаз

1	2	3	4	5	6
Правелитовые разности	Серые, светло-серые, зеленоватые-серые	Псаммито-псефитовая	Кварц, плагиоклаз, липарит-порфиры, а в $\tau v_4$ еще альбитофиры и порфириты	Соприкосновения и выполнения пор; серицит-кварцевый	Обломки нередко утрачивают четкость очертаний, породы приобретают кварцитовидный до порфиривого облик
Туфопесчаники	Серые и зеленоватые-серые	Псаммитовые	Аналогичный состав обломков в песчаниках плюс еще пирокластические оскольчато-остроугольные зерна кварца и субидиоморфные кристаллы плагиоклаза	От базальтового до соприкосновения и выполнения пор; серицит-кварцевый, в $\tau v_4$ частично в $\tau v_6$ известковистого-хлорит-кварцевый	Характерна слабая окатанность зерен. В $\tau v_4$ обломки порфиритов и микрокварцитов изобилуют магнетитовой вкрапленностью
23 Туфогравелиты	Отличаются от туфопесчаников только псаммито-псефитовой структурой и иногда гематит-кварцевым цементом				
Туфоконгломераты	Серые	Псефитовые грубообломочные (до 5-10 см)	Кварциты, порфиры, реже алевролиты. Иногда только микрокварциты	Псаммито-псефитовый полимиктовый туфопесчаник	Галька составляет 60-80% породы, угловатая, линзовидно вытянутая и округлая
Туффиты кислого состава					
Алевритовые разности	Серые и зеленоватые-серые	Алевритовая	Микрокварцит, рогульчатой и игольчатой формы кварц	Серицит-кварцевый, фельзитовидно-криптокварцитовидный, реже глинисто-кремнистый	Туффиты от туфопесчаников отличается большей долей пирокластической примеси

1	2	3	4	5	6
Псаммитовые разности	Серые, светло-серые	Псаммитовая, псефито-псаммитовая, псаммито-псефитовая до гравийной кристалло-, литокристалло-кlastическая	Кварц (40-50%), плагиоклаз (0-20%), микрокварциты от ед. обломков до 10-15%, реже порфириты и кое-где андезит-дациты	От базального до порфиритовой, серицит-кварцитовый. В $\tau_{1-2}$ встречается кварц-гематитовый	Количество обломков плагиоклаза в $\tau_{1-4}$ возрастает вверх по разрезу
Туффиты смешанного состава	Серые, зелено-серые, до фиолетовых или буровато-серых	Псефито-псаммитовая, псаммито-псефитовая до гравийной	Плагиоклаз, андезитовые и андезит-базальтовые порфириты, микрокварциты по осадочным породам, фельзиты, реже кварц	Серицит-глинистый, глинисто-серицит-кварцевый, серицит-кварцевый	Обломки кристаллов более угловатые, чем обломки пород. Характерна плохая сортировка обломочного материала
Туфы кислого состава	Серые нередко с сиреневым или фиолетовым оттенком	Алевритовая, псаммитовая, псефито-псаммитовая до глубо-обломочной агломератовой, кристаллопластическая и литокристаллопластическая	Аналогичны составу в кислых туфтах, но в $\tau_{1-6}$ являются обломки кислого вулканического стекла с тонкой рудной вкрапленностью	Соприкосновения и выделение пор до базального серицит-кварцевый, кварцевый, фельзитовидный, стекловатый, типа витрокlastического	Алевритовые разности редки. В восточной части района на состав кислых туфов несколько основнее, в них появляется больше обломков зерен плагиоклаза, иногда превосходящего по количеству кварц. Чаще встречаются обломки порфиритов

1	2	3	4	5	6
Туфы смешанного состава	Серые, зеленовато-серые до фиолетово-серых	Такая же, как и в туфах кислого состава	Плагноклаз и андезитовые и андезитобазальтовые порфириты преобладают. В подчиненном количестве микрокварциты, порфиры и иногда кварц	От базального до соприкосновения и выполнения пор; известковисто-серицит-хлорит-кварцевый, известковисто-хлорит-кварцевый	Из псаммитовых наиболее распространены литокристаллокластические разности. Преобладающими являются кристаллолитокластические гравийные туфы
Туфы среднего состава	Серо-зеленые до серовато-бурых	Псаммитовая до агломератовой	Порфириты андезитовые и андезитобазальные	От базального до соприкосновения и выполнения пор, кварц-карбонат-хлоритовый	Обломков до 40-50% породы. Иногда туфы имеют облик туфолов с линзовидно-вытянутыми обломками

Примечание: Для всех туфов характерна плохая сортировка обломков

Изучение петрографического состава рудовмещающей толщи Ревнюшинской антиклинали показало, что как в маслянской, так и в частности в ревнюшинской свите наблюдаются постепенные переходы между слагающими их породами как в рамках групп (по вертикали, табл. I), так и между группами осадочных, пирокластически-осадочных, осадочно-пирокластических и пирокластических пород через ряд многочисленных промежуточных разностей. Породы рудовмещающей толщи серицитизированы, хлоритизированы и нередко в различной степени перекристаллизованы вследствие диагенеза и регионального метаморфизма. В результате метасоматоза, вызванного воздействием обилия субсогласных тел липаритовых порфиров, породы местами приобретают порфировый облик и их легко спутать с порфирами. Степень изменения пород возрастает с глубиной.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Комар В.А. Стратиграфия девонских отложений Рудного Алтая. Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая. М., Тр.ВАГТ, вып. 5, 1957.
2. Каюпов А.К.; Ким В.А., Никитина Л.Г., Флёрв Е.А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения. Сб. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957.
3. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии, т. I. М., "Наука", 1971.

В. А. Левченко

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РУДОМЕЩАЮЩИХ  
(РЕВНЮШИНСКОЙ И МАСЛЯНСКОЙ) СВИТ  
ЗЫРЯНОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В результате изучения литоло-петрографических особенностей среднедевонской рудомещающей толщи Зырянского рудного района в пределах ревнюшинской антиклинали составлены литофациальные карты ревнюшинской осадочно-пирокластической и маслянской осадочной свит в масштабе 1:25000. Эта работа является первым опытом по составлению литофациальных карт такого масштаба для рудных узлов Алтая.

Район Ревнюшинской антиклинали плохо обнажен, поэтому карты составлялись в основном по данным изучения керна 350 глубоких (300-1000 м) скважин. На основании макроописания керна и просмотра более 8000 шлифов было составлено 40 литофациальных разрезов, по которым строились литофациальные схемы основных стратиграфических подразделений района.

Ревнюшинская свита

Для ревнюшинской свиты ( $D_2em_2-ezv$ ), состоящей из пяти пачек:  $zv_{1-2}$ ,  $zv_3$ ,  $zv_4$ ,  $zv_5$ ,  $zv_6$  [2], карты составлены по трем наиболее разнообразным по составу осадочно-пирокластическим пачкам:  $zv_{1-2}$ ,  $zv_4$ ,  $zv_6$ . Литофации в них выделены по вещественному и гранулометрическому составу. По условиям образования и пространственному положению относительно вулканических центров они подразделяются на литофации прижерловой, промежуточной и удаленной зон.

П а ч к а  $zv_{1-2}$ . Среди кислых по составу отложений этой пачки выделяется 7 литофаций. Они представлены гравийными и псаммитовыми туфами и туффитами, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Из-за неравномерной и редкой сети скважин, пересекающих отложения пачки только в части площади, составить литофациальную схему всей площади Ревнюшинской антиклинали не представляется возможным. Для разреза пачки характерна обильная насыщенность согласно залегающими телами липаритовых порфиров мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров. Местами пирокластические и осадочно-пирокласти-

ческие породы сохраняются в виде очень измененных, часто порфиризованных реликтов, приобретающих порфирировый облик.

**П а ч к а  $zv_4$ .** Осадочно-пирокластические отложения этой пачки преимущественно смешанного, реже среднего состава. Среди них выделяются литофации тех же трех зон (рис. 1). В прижерловой зоне выделяется 6 литофаций туфов от грубообломочных агломератовых среднего до смешанного состава до псаммитовых среднего состава; от гравийных и гравийно-псаммитовых до псаммитовых смешанного состава. Литофации промежуточной зоны туффито-гравийные, гравийно-псаммитовые и псаммитовые. Последние иногда приближаются к туффитам и переслаиваются с алевролитами. Удаленная зона представлена литофацией преимущественно псаммитовых песчаников, с подчиненными им гравелитами и прослоями псаммито-алевролитов и алевролитов.

**П а ч к а  $zv_6$ .** Среди образований пачки преимущественно кислото-го состава выделяется 6 литофаций в прижерловой, 4 - в промежуточной и 2 - в удаленной зонах (рис. 2). В прижерловой зоне наблюдаются литофации грубообломочных агломератовых, гравийных и псаммитовых туфов, литофации гравийных туфов с прослоями алевролитов и псаммитовых с прослоями песчаников и алевролитов. Промежуточная зона, как и в предыдущих пачках, представлена преимущественно литофациями туффитов (от гравийных до псаммитовых). Здесь развиты и литофации туффитов с прослоями алевролитов, а также гравийных туффитов до туфопесчаников. В удаленной зоне наблюдаются литофации туфопесчаников и песчаников с прослоями алевролитов.

Среди пород, слагающих пачку  $zv_6$ , также широко развиты, особенно на севере района, согласно залегающие тела липаритовых кварц-полевошпатовых порфиров. Вследствие их воздействия и интенсивно развитого метасоматоза туфы нередко приобретают облик так называемых обломочных порфиров, от которых они местами довольно трудно отличаются.

### Маслянская свита

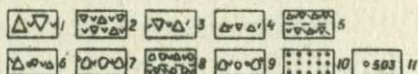
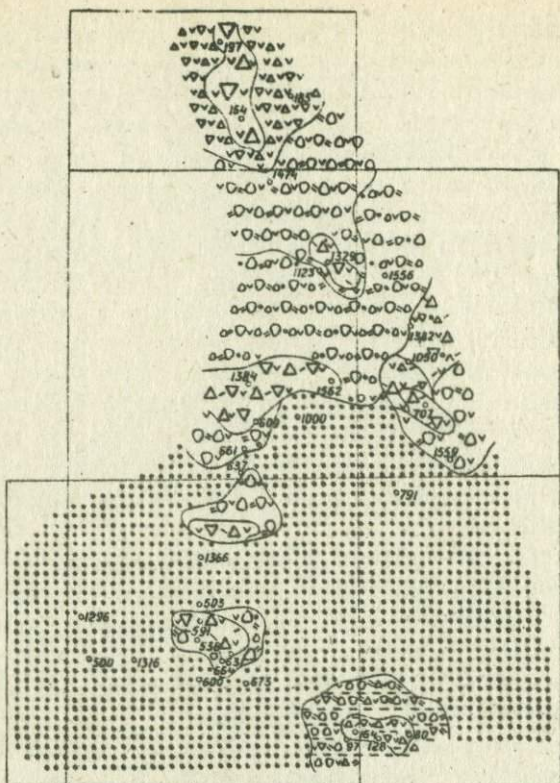
По преобладающему развитию пород и условиям осадконакопления в маслянской свите ( $D_2e-gv,ms$ ) выделяются четыре литофации (рис. 3), переходы между которыми постепенные и поэтому границы их условны.

Песчаниково-алевролитовая литофация является наиболее распространенной. Сложена она известковистыми, реже глинистыми и кремни-

тыми алевролитами, переслаивающимися с аргиллитами, песчаниками, алевритовыми песчаниками, песчанистыми алевролитами, реже туфопесчаниками, туффитами и туфами. В восточной части района встречаются прослои и линзы известняков. Постоянными составляющими литофации являются алевролиты и резко подчиненные им песчаники. На севере района песчаники чаще присутствуют в верхах разреза литофации, а южнее и в районе Подорловской антиклинали они отмечаются в нижней его части. На востоке района они наблюдаются по всему разрезу и количество их возрастает иногда до 50%, убывая к юго-востоку. Примесь пирокластического материала в литофации незначительна. Больше ее в восточной части района. К юго-востоку количество пирокластической примеси убывает. Кремнистость пород неравномерна и наблюдается почти всегда в алевролитах и алевропелитах тех участков, где присутствует пирокластическая примесь. В других местах за кремнистость часто принимается окварцевание, типа окремнения, широко развитое в породах в контакте с многочисленными дайками субогласных порфиритов и в участках тонкой инъекции липаритовых порфиритов.

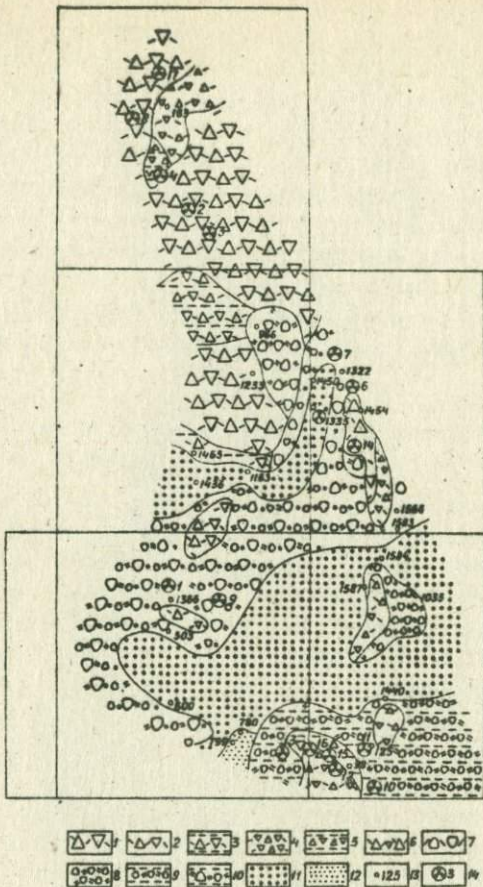
В районах Малеевско-Путинцевских и Бухтарминского месторождений и в Подорловской антиклинали местами возрастает известковистость литофации. Появляются прослои известняков мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров, нередко алевритистых и органогенных. Развиты известняки в краевой части литофации, где также встречаются углистые алевролиты и алевропелиты.

Литофация известковистых алевролитов является следующей по распространенности. Она развита в основном в северной и западной частях района. Эта однообразная и монотонная по составу литофация сложена массивными известняками, реже кремнисто-известковистыми алевролитами. Разнообразится она только появлением, преимущественно в нижней половине разреза, алевропелитов, аргиллитов с линзами и прослоями известняков, переслаивающихся с известковистыми алевролитами. Мощность прослоев этих пород от нескольких сантиметров до десятков метров. Переходы между известковистыми и известковыми алевролитами постепенные. Известняки развиты преимущественно в западной части района. Кремнистость пород, наблюдающаяся на Малеевско-Путинцевском рудном поле, является скорее окварцеванием, обусловленным инъекцией порфиритов. Близ границы литофации кое-где встречаются углистые алевролиты.



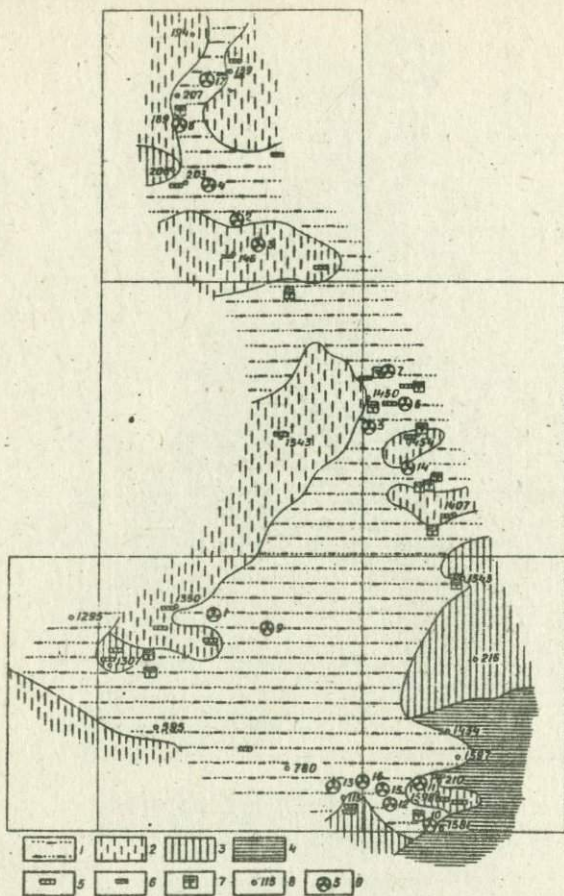
Р и с. 1. Литофациальная карта пачки Т<sup>44</sup><sub>4</sub> равнинской свиты (1973г.)

Литофации зон: 1-6 - промерзшей, 7-9 - промуждочной, 10 - удаленной. 1 - глубообломочные агломеративные туфы от среднего до смешанного состава, 2 - псаммитовые литокристаллокластические туфы среднего состава, 3 - гравийные туфы смешанного состава, 4 - гравийно-псаммитовые (псевдито-псаммитовые) туфы смешанного состава с подшивками или туффитами, 5 - псаммитовые туфы смешанного состава с прослоями алавролитов, 6 - гравийно-псаммитовые туфы смешанного состава до туффитов в псаммитовых разностях, 7 - гравийно-туффиты смешанного состава, 8 - псаммитовые туффиты до туфов смешанного состава, переслаивающиеся с алавролитами, 9 - гравийно-псаммитовые (псевдито-псаммитовые) туффиты смешанного состава, 10 - туфопсаммиты, 11 - смешанные.



Р и с. 2. Литологическая карта пачки 2V 6  
Рыжковской свиты (1973 г.)

Литофации азны: 1-6 - примерной, 7-10 - промежуточной, 11-12 - удаленной кислото состава: 1 - грубообломочные агломератные туфы, 2 - гравийные туфы, 3 - гравийные туфы с прослоями алевролитов, 4 - псаммитовые литокристаллоластические туфы, 5 - псаммитовые литокристаллоластические туфы с прослоями алевролитов, 6 - гравийно-псаммитовые туфы, 7 - гравийные туфиты псаммито-песчано-туфитовые, переходящие иногда в туфолесчаники, 8 - псаммитовые туфиты, 9 - псаммитовые туфиты с прослоями алевролитов, 10 - гравийные, псаммито-песчано-туфитовые, переходящие иногда в туфолесчаники, 11 - туфолесчаники, 12 - песчаники с прослоями алевролитов, 13 - скважины, 14 - месторождения



Р и с. 3. Литофациальная карта масляной свиты (1973 г.)

Осадочные литофации: 1 - песчаниково-алевролитовая, 2 - известковистых алевролитов, 3 - известковистых алевролитов и аргиллитов, 4 - кремнистых аргиллитов; 5 - известняки; 6 - углистые алевролиты; 7 - пирокластическая примесь; 8 - складки; 9 - месторождения: I - Зарыновское, 2 - Путищевское (северо-западный участок), 3 - Путищевское (главный участок), 4 - Путищевское (промежуточный участок), 5 - Западно-Бухтарминское, 6 - Восточно-Бухтарминское, 7 - Осичинское, 8 - Малеевское, 9 - Правобережское, 10 - Граховское I-а, 11 - Граховское II-а, 12 - Снегиревское, 13 - Саклавское, 14 - Богатыревское, 15 - Долинное, 16 - Александровское, 17 - Северо-Восточное

Литофация известковистых алевролитов и аргиллитов менее распространена, чем выше рассмотренная. Пространственно она примыкает к последней. Эта литофация отличается от вышеописанной большей тонкозернистостью пород и еще большей монотонностью состава. Сложена она известковистыми, кремнисто-известковистыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями известковистых их разностей и известняков.

Литофация кремнистых аргиллитов развита на крайнем юго-востоке района. Она однообразна по гранулометрическому и вещественному составу, сложена кремнистыми аргиллитами и алевролитами, аргиллитами, реже известковистыми их разностями и редко встречающимися алевролитами. Характерной особенностью ее является кремнистость, очень незначительная известковистость и исключительная тонкозернистость пород.

#### Основные особенности условий формирования отложений ревнюшинской и мяслянской свит

Литофациальный анализ отложений ревнюшинской свиты показал, что формирование ее происходило в условиях мелкого моря при активном взрывном вулканизме. Характерно отсутствие лав кислого и крайне незначительное количество лав среднего состава. Предположение о формировании свиты в водной среде было высказано ранее и Л.И.Звягинцевым<sup>х)</sup>

В период формирования  $\gamma V_{1-2}$ , вероятно, несколько севернее района Зыряновского месторождения, существовал вулканический центр, поставляющий пирокластический материал кислого состава. Менее значительные по размерам вулканы существовали в районе Подормовской и Греховской антиклиналей [2]<sup>хх)</sup>. Накопление отложений  $\gamma V_3$  характеризуется сравнительно спокойными условиями, в которых отлагались алевролиты, аргиллиты, алевропелиты с прослоями мелко- и среднезернистых туфопесчаников, туффитов, реже туфов кислого состава в нижней части разреза и смешанного - в верхней его части. Во время формирования пачки  $\gamma V_4$  взрывной вулканизм проявляется с новой силой. В районе Малеевско-Путинцевского рудного поля появился вулка-

---

х) З в я г и н ц е в Л.И. Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М., "Наука", 1965.

хх) Л е в ч е н к о В.А. Краткая петрографическая характеристика главных литологических разностей рудовмещающей толщи Ревнюшинской антиклинали (Зыряновский рудный район) 1976 г. В этом же сборнике.

нический центр, поставлявший пирокластический материал среднего и смешанного состава и в незначительном количестве лавы порфиритов, нередко туфового облика, перемежающиеся с туфами. Наряду с этим возникли новые, незначительные вулканы в районах Бухтарминского и Зыряновского месторождений. Ранее же действующие вулканы в  $zv_4$  поставляли уже пирокластический материал смешанного, а не кислотного состава. В  $zv_4$  по направлению с севера на юг возрастает кислотность пирокластического материала. В период образования отложений  $zv_5$  вулканическая деятельность, как и в  $zv_3$ , несколько затухает. Пирокластический материал в этой пачке фиксируется в незначительных количествах только вблизи вулканических центров, о чем свидетельствуют прослои туфов в осадочных породах этих районов; в основном же накапливались алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами известняков. Во время формирования пачки  $zv_6$  вулканическая деятельность снова бурно проявляется. В восточной части района появился еще один вулкан. Поставляемый вулканами пирокластический материал в этот период вновь кислото-состава. К концу формирования  $zv_6$  вулканизм затухает, и в маслянской свите далекие его отголоски уже, видимо, за пределами района, проявляются в виде накопления редких пролоев туфов.

Таким образом, основные вулканические центры в районе Подорловской антиклинали, Зыряновского, Греховского и Бухтарминско-Богатыревских месторождений (рис. 1, 2, 3) являются долгоживущими (от  $zv_{1-2}$  до  $zv_6$ ) и их деятельности принадлежит первостепенное значение в накоплении отложений особенно в  $zv_{1-2}$ ,  $zv_4$  и  $zv_6$ . Устанавливается довольно закономерная смена пирокластических отложений осадочно-пирокластическими, пирокластическо-осадочными и осадочными по мере удаления от вулканов, хотя границы между ними очень размазаны.

Отложения маслянской свиты формировались уже в довольно спокойных и глубоководных морских условиях. Существенную роль при этом играли как рельеф дна бассейна, так и рельеф областей сноса.

Бассейн накопления песчаниково-алевролитовой литофации был, вероятно, более мелководным и располагался ближе к области сноса, имевшей, видимо, островной характер, свидетельством чего является более пестрый состав литофации. В ее пределах даже алевролиты неоднородны по гранулометрии. Явная тенденция к увеличению количества обломочного материала и количества пирокластической примеси в

восточной части района указывает на расположение основных источников сноса к востоку от изучаемого района. Там, вероятно, еще проявлялась слабая вулканическая деятельность. Кремнистость пород маслянской свиты тяготеет в основном к районам распространения пирокластической примеси, что подчеркивает связь кремнистости с вулканической деятельностью. Интересно положение известняков, приуроченность к границам литофаций, где, вероятно, и существовали условия, благоприятные для их формирования.

Большинство скважин не пересекает полный разрез маслянской свиты и поэтому сравнительно небольшое количество неравномерно распределенных по площади полных пересечений не дает четкой картины распределения мощностей. Так, в посчаниково-алевролитовой литофации заметно уменьшение мощностей от Малеевско-Путинцевского рудного поля (400 м) и Подорловской антиклинали (300 м) к востоку до 240 м в районе Бухтарминского и менее 100 м в районе Богатыревского месторождений. Мощность литофации известковистых алевролитов на севере достигает 360 и более 240 м в районе Подорловской антиклинали, известковистых алевролитов и аргиллитов колеблется от 50 до 420 м, возрастающую в удалении от границы. Мощность литофации кремнистых аргиллитов, пересеченной несколькими скважинами недалеко от границ, колеблется от 30 до 120 м.

Рудовмещающими являются в основном верхи равнюшинской и низы маслянской свит, т.е. отложения формировавшиеся в переходных условиях. Размещение свинцово-цинковых месторождений большей частью пространственно тяготеет к литофациям промежуточной зоны, характеризующимся неоднородным (но не грубообломочным) гранулометрическим составом разреза (Малеевское и Путинцевское месторождения, хотя и спроектированы на литофациальную схему  $\gamma v_6$  расположены стратиграфически выше, в алевролитах маслянской свиты). В заключении можно отметить:

1. Формирование отложений равнюшинской свиты происходило в условиях мелкого моря при активном эксплозивном вулканизме. Лавы практически отсутствуют.

2. Наблюдается унаследованность или незначительное смещение во времени основных вулканических центров.

3. Состав пирокластического материала, поставляемого вулканами, меняется от кислого в начале и в конце до смешанного и среднего в середине формирования свиты.

4. Формирование маслянской свиты проходило в спокойных морских условиях.

5. Свинцово-цинковые месторождения пространственно приурочены к литофациям промежуточной зоны.

В. Л. Лось, М. Д. Исаева

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЦЕССА  
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД  
(НА ПРИМЕРЕ ЛЕНИНОГОРСКОГО ГРАБЕНА)

Алтай известен как район широкого развития измененных пород, образованных самыми разнообразными процессами (регионального метаморфизма, динамометаморфизма, поствулканическими и гидротермальными). Практический интерес представляют гидротермально измененные породы, к которым пространственно тяготеет большинство полиметаллических месторождений и рудопроявлений Алтая.

Измененные породы детально описаны в ряде работ [1,3,4,5]. По мнению большинства авторов процесс гидротермального метаморфизма можно разделить на стадию выщелачивания (образование кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых и монокварцевых пород) и переотложения (образование хлоритовых и карбонат-хлоритовых пород). Гидротермальное изменение фиксируется по появлению новых минеральных ассоциаций и изменению химизма, т.е. данный признак относится к типу вещественных и имеется принципиальная возможность его объективного определения и количественной оценки [2].

Перед авторами стояла задача количественной оценки интенсивности процесса гидротермального метаморфизма для целей прогнозирования. Считается, что интенсивность процесса фиксируется типом новообразованной минеральной ассоциации и степенью изменения первичной породы (последнее - по сохранности состава и структуры исходной породы). Массовое определение интенсивности гидротермального изменения пород позволило выделить шесть градаций степени изменения, которые можно несколько условно отличить друг от друга по макро- и микропризнакам (табл. 1).

Интенсивность гидротермального выщелачивания в фиксированной части разреза определялась по формуле:

$$M = \sum_{i=1}^6 \frac{M_i \cdot m_i}{m}$$

Т а б л и ц а I

## Оценка интенсивности гидротермального изменения пород

Тип изменения	Степень изменения в числовом выражении					
	0	0,1	0,3	0,5	0,7	I
Метасоматическое выщелачивание (окварцевание и серицитизация)	Замещение отсутствует	Частичное замещение (до 10%) отдельных минералов кварцем и (или) серицитом	Значительное замещение (до 30%) составляющих минералов и частичное основной массы	Интенсивное замещение (до 50%) породы с сохранением ее структуры	Почти полное (до 70%) замещение с едва угадываемой структурой породы	Кварцевая, кварц-серицитовая либо серицитовая порода без следов реликтовой структуры
57 Метасоматическое переотложение (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание)	То же	Частичное замещение в основном темной составляющей хлоритом	Полное замещение темноцветных минералов и частичное основной массы кварцем, хлоритом и карбонатом	То же	Практически полное (до 70%) замещение породы с едва угадываемой структурой породы	Хлоритовая, хлорит-карбонатная, хлорит-кварцевая порода без следов реликтовой структуры

где  $M_i$  - стандартная степень изменения, оцененная в баллах (см. табл. I);  $m$  - мощность гидротермально измененных пород  $i$  - той степени интенсивности;  $m$  - мощность фиксированной части разреза.

Интенсивность процесса переотложения определяется аналогичным образом.

В пределах Лениногорского грабена гидротермальный метаморфизм захватывает отложения всех пачек среднего девона (сокольную, ильинскую, кровковскую, лениногорскую) и все литологические разновидности пород.

Однако было отмечено, что породы в различной степени подвергаются изменению, т.е. при одинаковой интенсивности процесса гидротермального изменения наблюдается неодинаковая интенсивность их метасоматического преобразования.

Для определения степени предрасположенности пород к гидротермальному изменению и для вычисления соответствующих поправочных коэффициентов породы были разделены на шесть групп: порфиры (без учета генезиса и возраста), туфы кислого состава (всех гранулометрических размерностей), туфы смешанного и среднего состава, порфириты (без деления по генезису), туфогенно-осадочные и осадочные (без учета их гранулометрии и состава). Полученные результаты вычисления средней интенсивности гидротермального изменения пород по свитам (метасоматического выщелачивания и хлоритизации) приведены в табл. 2 и 3.

Средняя интенсивность метасоматического выщелачивания всех отложений Лениногорского грабена 0,2 (в принятой условной шкале). Наиболее измененными являются порфиры и туфы кислого состава (0,36 и 0,31), наименее - порфириты (0,06). Туфы смешанного состава, туфогенно-осадочные и осадочные породы имеют примерно одинаковую среднюю степень изменения (0,16-0,19), что в определенной степени свидетельствует о сходстве их составов.

Средняя интенсивность хлоритизации в пределах Лениногорского грабена 0,04. Наиболее хлоритизированными являются порфириты (0,12) и туфы смешанного состава (0,09), наименее - осадочные и туфогенно-осадочные породы (0,02).

Нами была сделана попытка оценить в числовом выражении способность (предрасположенность) той или иной породы к изменению и исполь-

зовать эти величины в качестве поправочных коэффициентов "в" для исключения влияния фактора состава пород и определения интенсивности гидротермального процесса в чистом виде. Поправочный коэффициент "в" вычислялся на основе предположения, что в среднем все породы находятся в равных условиях (имеют равную вероятность подвергнуться изменению) и что различие в средней интенсивности изменения связано с их предрасположенностью к тому или иному типу гидротермального метасоматоза. Величина "в" вычислялась по формуле:

$$v = \frac{\bar{M}_j}{\bar{M}},$$

где  $\bar{M}_j$  - интенсивность среднего изменения породы типа  $j$ ;  $\bar{M}$  - интенсивность среднего изменения всех пород. Отсюда интенсивность процесса в фиксированной части разреза будет равна:

$$M' = \sum_{i,j} \frac{M_i \cdot v_j \cdot m_{ij}}{m},$$

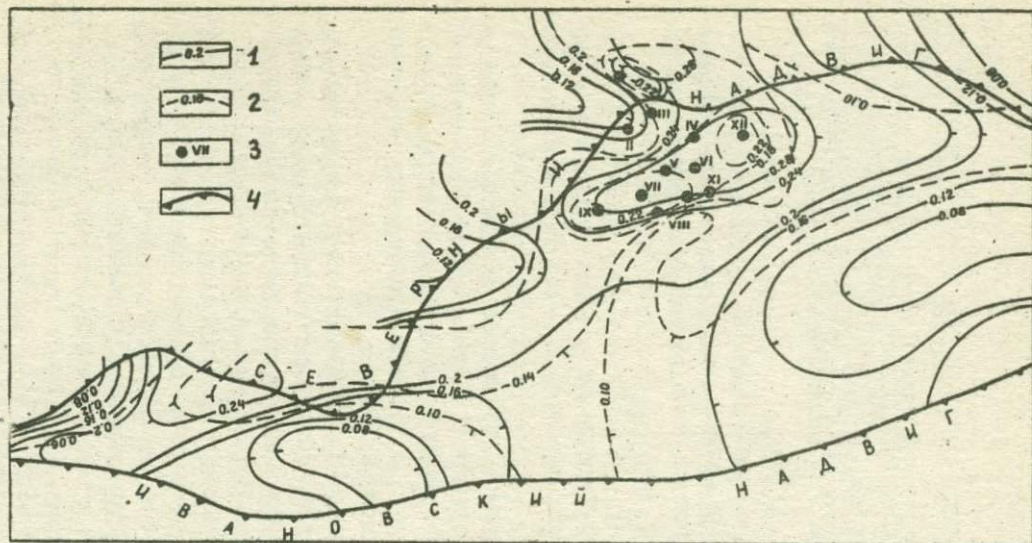
где  $v_j$  - поправочный коэффициент для  $j$  - той породы;  $m_{ij}$  - мощность гидротермально измененных пород  $i$  - той степени интенсивности по  $j$  - той породе.

Модель пространственного распределения величин  $M$  и  $M'$  была построена для площади Лениногорского грабена (исключая его восточный фланг). Точками наблюдения являлись скважины, для которых вычислялись средние значения  $M$  и  $M'$ . По этим точкам строились карты тренда 7-го порядка, служивших моделями (рис. 1).

Распределение величины  $M$  (интенсивность гидротермального выщелачивания пород) по площади грабена имеет узловый характер и общую ориентировку в восток-северо-восточном направлении. Основной эпицентр совпадает с участком Риддер-Сокольного месторождения ( $M = 0,24-0,28$ ); второй расположен в западной части грабена ( $M = 0,24$ ). Оба они соединены полосой повышенных значений поля  $M$  ( $0,2$ ). Конфигурация поля  $M'$  в целом повторяет конфигурацию поля  $M$ . Отличие заключается в более низких средних значениях ( $0,06-0,22$ ), исчезновении второго эпицентра и более четком совпадении областей повышенных значений  $M'$  с рудными участками.

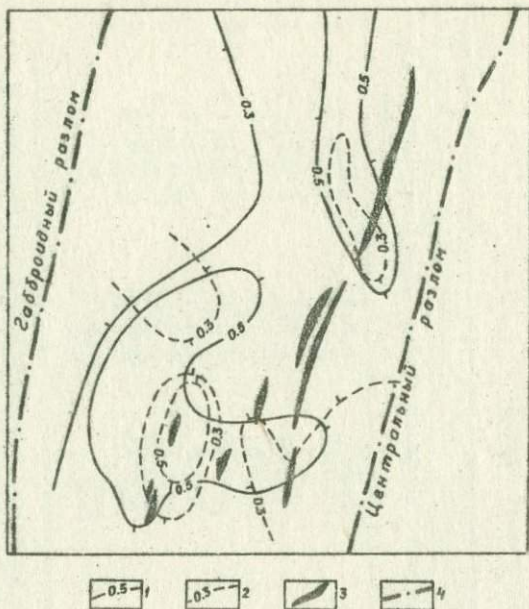
Аналогичный пересчет поля  $M$  в  $M'$  с помощью коэффициентов "в", полученных на Лениногорском грабене был выполнен по участку Стрежанского месторождения (рис. 2), который отличался аномально высокими значениями поля  $M$ , распространенными на широкой площади.

После трансформации  $M \rightarrow M'$  абсолютные величины  $M'$  приблизились



Р и с. I. Карта тренда 7-го порядка распределения величин  $M$  и  $M'$  для площади Лениногорского грабена (без его восточного фланга):

I - изолинии  $M$ ; 2 - изолинии  $M'$ ; 3 - рудные залежи (I - Заводская, II - 2-ая Риддерская, III - Риддерская, IV - Северо-Восточная, V - Центральная, VI - Белкина, VII - 2-ая Юго-Западная, VIII - 3-я Юго-Западная, IX - Быструинская, X - Победа, XI - Перспективная, XII - Крюковская); 4 - линии тектонических нарушений



Р и с. 2. Схема пространственного распределения величин  $M$  и  $M'$  для площади Стрежанского месторождения (Рудный Алтай):  
 1 - изолинии  $M$ ; 2 - изолинии  $M'$ ; 3 - рудные тела;  
 4 - линии тектонических нарушений

к наблюдаемым на Лениногорском поле, а области максимумов резко сократились по площади.

Таким образом, построение поля интенсивности гидротермального изменения пород и его трансформация в  $M'$  позволяет количественно характеризовать интенсивность гидротермального процесса и использовать этот признак для целей прогнозирования с применением ЭМ.

Таблица 2

Метасоматическое выщелачивание среднедевонских отложений  
Ленинбургского грабена

Свита	Типы пород						Средние значения
	порфиры	туфы кислого состава	туфы смешанного состава	порфириты	осадочные	туфогенно-осадочные	
Сокольная	p-6,2 M-0,26	p-0,7 M-0,35	p-0,2 M-0,28	p-2,5 M-0,02	p-6,4 M-0,11	p-0,1 M-0,30	p-16 M-0,16
Ильинская	p-1,4 M-0,35	p-1,5 M-0,21	p-7,6 M-0,16	p-5,6 M-0,09	p-3,9 M-0,11	p-0,8 M-0,16	p-21 M-0,15
Кривовская	p-6,1 M-0,42	p-3,1 M-0,40	p-0,9 M-0,38	p-2,3 M-0,03	p-24 M-0,22	p-2,3 M-0,13	p-39 M-0,25
Ленинбургская	p-5,6 M-0,36	p-7,9 M-0,29	p-3,1 M-0,19	p-0,3 M-0,01	p-4,3 M-0,12	p-3,3 M-0,18	p-24 M-0,24
Средние значения	p-19,3 M-0,36	p-13,2 M-0,31	p-11,8 M-0,19	p-10,8 M-0,06	p-38,3 M-0,18	p-6,6 M-0,16	p-100 M-0,20
<i>b</i>	0,56	0,64	I	3,3	I,1	I,2	

Примечания: p - доля пород в среднедевонских отложениях, %; M - интенсивность процесса метасоматического выщелачивания; *b* - коэффициент "предрасположенности" породы к изменению.

Таблица 3

## Хлоритизация среднедевонских отложений Лениногорского грабена

Свита	Типы пород						Средние значения
	порфиры	туфы кислого состава	туфы смешанного состава	порфириты	осадочные	туфогенно-осадочные	
Сокольная	p-6,4 Хл-0,04	p-0,8 Хл-0,02	p-0,3 Хл-0	p-2,4 Хл-0,18	p-6,3 Хл-0,02	p-0,1 Хл-0	p-16,4 Хл-0,03
Ильинская	p-1,9 Хл-0,13	p-1,2 Хл-0,06	p-8,6 Хл-0,12	p-4,4 Хл-0,16	p-4,4 Хл-0,08	p-0,8 Хл-0,02	p-21,1 Хл-0,11
Клюковская	p-6,2 Хл-0,08	p-3,3 Хл-0,02	p-0,8 Хл-0,03	p-1,2 Хл-0,21	p-25,7 Хл-0,02	p-2,8 Хл-0	p-40 Хл-0,11
Лениногорская	p-3,7 Хл-0,03	p-8,5 Хл-0,05	p-2,9 Хл-0,07	p-0,3 Хл-0,08	p-3,6 Хл-0,01	p-3,4 Хл-0,05	p-22,3 Хл-0,04
Средние значения	p-18,2 Хл-0,04	p-13,8 Хл-0,04	p-12,6 Хл-0,09	p-8,3 Хл-0,12	p-40 Хл-0,02	p-7,1 Хл-0,02	p-100 Хл-0,04
<i>b</i>	1	1	0,44	0,33	2	2	

Примечания: p - доля пород в среднедевонских отложениях, %; Хл - интенсивность процесса хлоритизации; *b* - коэффициент "предрасположенности" пород к изменению.

## ЛИТЕРАТУРА

1. В е л ь к о в а Л.Н. Гидротермально измененные породы Буктарминского района Рудного Алтая. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 25, Л., 1959.
2. К у д р я в ц е в а Н.Г., Л о с ь В.Л. Количественный анализ связи полиметаллического оруденения с гидротермально измененными породами. Сб. Геология, закономерности размещения и условия локализации месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1974.
3. К у д р я в ц е в а Н.Г., П у г а ч е в а И.П., Б и н д е м а н Н.Н. Околорудно-измененные породы Зырянского рудного района и их поисковое значение. Сб. Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1973.
4. К у р е к Н.Н. Серцитсодержащие породы. Сб. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат. 1954.
5. Щ е р б а Г.Н. Геология Лениногорского Рудного Алтая. Сб. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Госгеолтехиздат. М., 1957.

Б. Г. Сафаргалиев

### ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ БАРИТ- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАГАЙЛЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Барит-полиметаллическое месторождение Карагайлы расположено в пределах восточного продолжения Успенского рудного пояса, представляющего собой региональную структурно-металлогеническую зону, прослеживающуюся в субширотном направлении.

Основным структурным элементом месторождения является Карагайлинская синклиналь, сложенная отложениями живета-франа, вулканогенно-осадочными породами фаменского яруса и эффузивами карбона. Строевание синклинали осложнено большим количеством пликативных и дизъюнктивных дислокаций и внедрением ряда разновозрастных комплексов магматических пород.

В последние годы многими исследователями уделяется особое внимание процессам метаморфизма руд месторождений, залегающих в вулканогенно-осадочных толщах верхнего девона с целью объяснения сонахождения на многих стратиформных промышленных объектах двух типов руд — пластовых и секущих (вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических). Явления динамометаморфизма, контактово-термального метаморфизма барит-полиметаллических руд месторождения Карагайлы были отмечены Г.Н.Щербой, Е.И.Паталахой, В.Г.Ли и другими.

Для месторождения Карагайлы характерны линейный тип складок северо-западного простирания, ориентированный структурный рисунок складчатых толщ, сланцеватость и трещиноватость пород, продольные и поперечные разрывы, залеченные жильными и магматическими образованиями, и другие признаки, свидетельствующие об интенсивной дислоцированности как вмещающих пород, так и руд.

Проявления динамометаморфизма в значительной степени затушены интенсивным контактово-термальным метаморфизмом, вызванным внедрением ниже-средне-верхнекарбонowymi и пермскими магматическими комплексами. Сложность строения, морфология и размеры складок в пределах рудной зоны обусловлены в основном физико-механическими свойствами, литологическим составом, характером чередования прослоев и мощностью участвующих в деформации оруденелых пород. Одной из характерных черт деформации пород рудовмещающей толщи является интенсивное проявление в ней пластического течения баритово-сульфидной массы, в результате чего образовались такие распространенные мелкие структурные формы, как дисгармоничная складчатость, будниаж, разлинование, линейность, выраженная объемно-струйчатым узором, узором ламинарного течения, бластомилонитовые структуры и т.д.

Как известно, при совместной деформации ритмически перемежающихся между собой слоев пород и руд различной пластичности возникает дисгармоничная складчатость. В целом рудный участок месторождения Большая линза представляет собой миниатюрный образец дисгармоничной складчатости. Здесь в полосчато-слоистых ороговикованных породах лежащего и висячего боков рудной зоны отмечается очень слабое проявление микроскладчатости, интенсивность ее постепенно возрастает к центральной части рудной зоны. Причем, более интенсивная микроскладчатость характерна для слоистых барит-галенитовых и барит-сфалерит-пиритовых руд, залегающих ближе к висячему боку рудных тел. К центральной части рудной зоны приурочены полосчатые и перекристаллизованные крупнокристаллические барит-полиметаллические ру-

ды с крупными останцами, сложенными серицитизированными роговиками и серицитовыми метасоматитами. Здесь же отмечаются внутрирудные брекчии, большое количество зон дробления, сцементированных почти безрудными баритом и кварцем.

Структуры будинажа являются одной из распространенных форм проявления деформации горных пород и руд, наблюдаемых в дислоцированных участках месторождения и в основном там, где имеется тонкое чередование различных по компетентности литологических разновидностей. Эти структуры часто встречаются как среди слоистых и полосчатых кремнисто-барит-сульфидных горизонтов, так и дайковых пород, пересекающих рудные участки. Морфологически это явление выражается в том, что отдельные пласты слоистых, полосчатых руд, а иногда и дайки оказываются разобленными на отдельные блоки — будины линзовидной, боченковидной или прямоугольной форм. Масштаб будинирования в пределах месторождения самый различный, так же, как и форма проявления — от слабых искривлений поверхности хрупких слоев до полного обособления будин. Будинирование происходило одновременно с образованием складок в пластичных породах. В хрупких прослоях происходит растаскивание будин в направлении общего растяжения. Зачастую среди полосчато-рудных баритов отмечаются реликты сильно деформированных светло-серых и серых прослоев кремнистых пород. Деформация последних выражается в интенсивном растаскивании и будинировании и затирании их в барит-сульфидной массе. В пластичных слоях (баритах) образуется сложная микроскладчатость, флексурки и другие изгибы без разрыва сплошности (ламинарное течение вещества). Складчатость сопровождается выживанием более пластичной массы барита с сульфидами в приоткрывающиеся полоски-замки складчатых структур. При появлении разнонаправленных трещин последние служат участками концентрации баритово-сульфидного материала. Аналогичные явления будинирования наблюдались автором в рудах месторождений Жайрем и Вестюбе.

Основную промышленную ценность месторождения составляют светло-серые и белые мелко- и среднезернистые полосчатые бариты центральной части Большой и Малой линз. Их полосчатость обусловлена перемежаемостью полос чистого барита с полосами, обогащенными сульфидами различной интенсивности. В связи с тем, что полосчатость баритов всегда более тонкая, чем слоистость рудовмещающих пород, можно предположить тектоническую природу полосчатости баритов, вероятно, унаследованную в некоторой мере первичную слоистость пород. В пределах тонкослоистых руд

цинковых горизонтов, подвергшихся складчатости и дроблению, часто отмечается вторичная полосчатость баритово-сульфидной массы, занимающей четко секущее положение относительно первичной слоистости и возникшей после и в результате деформаций первичных руд.

Все это позволяет предполагать, что полосчатые барит-сульфидные агрегаты представляют собой blastsmilonиты, претерпевшие динамометаморфическую деформацию того же порядка, что и вмещающие их породы.

В центральной части Главного участка, в зоне максимальных тектонических подвижек, развиты тела метаморфогенного крупно-кристаллического барита, которые секут элементы течения blastsmilonитов полосчатых баритов.

В целом проявления дислокаций (пликативные и дизъюнктивные) не только деформировали руды вместе с породами, но и вызвали динамотермальные изменения в рудах как чисто механического (бластез), так и физико-химического характера (перекристаллизация), что нашло своё отражение в структурах и текстурах руд.

Явно выраженные преобразования сульфидных минералов под действием динамометаморфизма сохранились в редких случаях.

Катакластические структуры наблюдаются преимущественно у агрегатов пирита. В то же время в интенсивно дислоцированных породах наблюдается перемещение галенита, а часто и сфалерита в участки местного приоткрывания трещин с образованием динамометрических прожилков и скоплений.

Состав оруденения в трещинах полностью зависит от состава вмещающих их пород и руд и является следствием процесса метаморфической дифференциации вещества. Так, в цинковых горизонтах все трещины скола и разрыва сложены исключительно сфалеритом, в пределах слоев, обогащенных галенитом, трещины галенитового состава, в баритовых телах они залечены баритом и т. д. При этом в прожилках и трещинах кристаллы метаморфогенных минералов всегда значительно большего размера, чем во вмещающих породах. В пользу вторичного метаморфогенного проявления оруденения говорит и наличие оруденелых овоидов (галенитовые, сфалеритовые, халькопиритовые, баритовые, пиритовые, пирротиновые и т. д.). Минеральный состав овоидов так же, как и трещины, полностью зависит от минерального состава вмещающих пород и руд. Метаморфическая природа этих рудных прожилков подтверждается также пониженным содержанием в галените серебра — 70—140 г/т. Кроме того, отмечается наложение на бариты и сульфиды более поздних серицитизации, хлоритизации и цеолитизации.

Контактово-термальный и связанный с ним гидротермальный метаморфизм привели к значительной перегруппировке рудного вещества. В результате перекристаллизации барит-полиметаллических руд возникли крупнокристаллические бариты с прожилково-вкрапленным и гнездовым оруденением, а основная масса сульфидов свинца и цинка из них вынесена. Сульфидные минералы и барит внутри исходных руд тоже претерпели полную перекристаллизацию, а в приконтактовых частях интрузий наблюдаются новообразования пирротина за счет пирита. Вблизи контактов даек в галените отмечается укрупнение выделений самородного серебра, размеры которого достигают 0,01 мм, тогда как обычно — 1-2 микрона. На полное перераспределение рудных компонентов указывает и отсутствие корреляционных связей между элементами, а также неравномерное пространственное распределение элементов-примесей (часто с кустовым обогащением) относительно главных рудных компонентов.

Как наши данные, так и материалы Е. Ф. Бурштейна и др. показывают, что начало декрепитации баритов месторождения различного типа начинается при одних и тех же температурах — 230-250°C. Однако насыщенность их газом-жидкими включениями резко неодинакова. Мелкокристаллический барит из слоистых кварц-баритовых пород в зависимости от динамических преобразований дает от 70 до 650 импульсов, в то время, как в полосчатом и крупнокристаллическом барите количество импульсов исчисляется десятками и сотнями тысяч. Различную степень термального метаморфизма баритов отчетливо отражают данные термолюминисценции. Слоистые, полосчатые, крупнокристаллические и гипергенные бариты, не испытавшие явлений динамо-метаморфизма и расположенные вне зоны термального влияния интрузий и даек, обладают интенсивностью свечения при естественной термолюминисценции от 2500 до 10000 усл. ед. По мере приближения к контакту интрузий или даек оно возрастает и в ксенолитах барита среди гранодиоритов топарского комплекса ( $C_{2-3} \text{tr}$ ) составляет 708000 усл. ед. В зонах интенсивного дробления и трещиноватости баритов интенсивность свечения достигает 1 млн. усл. ед.

В целом с каждым этапом тектонических подвижек, складкообразования, внедрения интрузий и даек связано местное перераспределение вещества, чем и может объясняться довольно сложная последовательность минералообразования на месторождении и обилие генераций минералов. Скарги и бариты являются наиболее благоприятными породами, в которых концентрируются сульфиды, и поэтому не наблюдается миграция рудного вещества далеко за пределы первично рудоносных карбонатно-кремнистых стратифицированных горизонтов.

Рассматривая метаморфизованность различных типов руд, следует отметить, что каждый более молодой тип руд менее метаморфизован.

В. Л. Лось, М. Д. Исаева

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ХАРАКТЕРЕ  
ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ СВИНЦА  
В ПРЕДЕЛАХ ЛЕНИНОГОРСКОГО ГРАБЕНА

Для дополнительной оценки перспективности Лениногорского грабена был проанализирован характер геохимического поля свинца — основного полезного компонента Лениногорского рудного поля. К сожалению, недостаточное количество фактического материала и его неравномерное распределение по площади не позволили дать характеристику поля в целом. Оказалось, что возможно получить лишь фрагментарные представления о его пространственном виде и сделать некоторые предварительные выводы. Всего было использовано нами 2500 спектральных анализов, проведенных по керну 29 скважин (собственно рудные скважины не учитывались).

Изучение гистограмм статистического распределения содержаний свинца и графиков содержаний свинца по скважинам показало, что значения концентраций можно разделить на "фоновые" и "аномальные", границей между которыми является значение  $5-7 \cdot 10^{-3}\%$  (на кривых статистического распределения в этой точке наблюдается перегиб, и правее кривая идет почти параллельно оси абсцисс; на графиках содержаний свинца в скважинах значения  $> 5-7 \cdot 10^{-3}\%$  обычно дают резкие всплески, не коррелируемые с особенностями состава пород). В целом для каждой скважины вычислялись аномальность геохимического поля свинца (А), которая принималась равной доле проб с содержанием выше порогового ( $A = \frac{n(>5-7 \cdot 10^{-3})}{n} \cdot 100\%$ ), и медианное значение нормального поля — фона (без учета аномальных проб). По величине аномальности было выделено три уровня: нулевой  $A = 0\%$ , первый  $A = 1-5\%$  и второй  $A > 5\%$ . Значения фоновых содержаний также разделены на три уровня: нулевой  $M_{Pb} < 1,2 \cdot 10^{-3}\%$ , первый  $M_{Pb} = 1,2 - 1,8 \cdot 10^{-3}\%$ , второй  $M_{Pb} > 1,8 \cdot 10^{-3}\%$ .

Связь параметров геохимического поля с наблюдаемой плотностью оруденения исследовалась с помощью  $\chi^2$ -критерия. Скважины разделялись

по местоположению поле наблюдаемой плотности оруденения ( $D > 2$  или  $D \leq 2$ ) [3] и по величине уровня аномальности и фона. Оказалось, что на площадях с повышенной плотностью оруденения ( $D > 2$ ) увеличивается средний уровень аномальности (сила связи, оцененная с помощью коэффициента Чупрова,  $K = 0,34$ ). Связь  $Z$  с уровнем фоновых значений поля содержаний свинца обратная,  $K = 0,26$ . Таким образом, можно сделать предварительный вывод, о том, что в районе полиметаллических месторождений фоновые значения поля содержаний свинца несколько пониженные, а доля проб с аномальным содержанием возрастает.

Для всего Лениногорского грабена было вычислено среднее фоновое значение геохимического поля свинца (без учета проб с аномальным содержанием). Оно оказалось равным  $1,55 \cdot 10^{-3}\%$ , что точно соответствует кларковому содержанию свинца в породах такого типа ( $1,57 \cdot 10^{-3}\%$ ) [4]. В области повышенной плотности оруденения ( $D > 2$ ) среднее фоновое содержание равно  $1,38 \cdot 10^{-3}\%$ , а в области с пониженными значениями плотности оруденения ( $D \leq 2$ ) —  $1,67 \cdot 10^{-3}\%$ . Данные относительно характера фоновых значений поля содержаний свинца согласуются с выводами, сделанными для района Иртышского месторождения [1]. Но если считать, что разница фоновых содержаний связана с мобилизацией рудного вещества, то полученные нами значения показывают, что для образования крупных месторождений необходима мобилизация свинца из  $150-300 \text{ км}^3$  (из  $1 \text{ м}^3$  извлекается 7 г), тогда как у И.С. Гольдберга и др. [1], приведенные значения на порядок ниже.

Полученные данные о геохимическом поле свинца подтверждают сделанный ранее вывод о потенциальной рудности областей с пониженной энтропией геохимических полей (увеличение числа аномалий и понижение фона соответствует уменьшению энтропии поля  $H(v) = - \sum_{i=1}^n q_i/a \ln q_i/a$ , где  $n$  — общее число проб из  $v$ ,  $q_i$  — количество металла в  $i$ -той пробе,  $Q$  — общее количество металла в пробах) [2]. Что касается Лениногорского грабена, то "рудный тип" геохимического поля свинца (высокий уровень аномальности и низкий фона) устанавливается практически только в пределах участка Риддер-Сокольного месторождения и не выявлен в других местах (при существующей крайне недостаточной геохимической изученности). "Рудный тип" поля вне пределов участка месторождения наблюдается лишь в скважине Г033 на самом западном фланге грабена.

Увеличение аномальности и понижение фона в районе рудных объек-

тов можно использовать при металлогенических и прогнозных исследованиях.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гольдберт И.С., Воронин Д.В., Бедарев Б.П., Калашникова В.А. Отрицательные геохимические аномалии на Рудном Алтае и возможности их использования для количественного прогнозирования рудных месторождений. Сб. Методы количественного прогнозирования. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1975.

2. Лось В.Л., Нарсеев В.А., Гришин В.М. Использование модели геохимического поля при металлогенических и прогнозных исследованиях. Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.

3. Лось В.Л. Распределение плотности оруденения по площади Ревнюшинской антиклинальной структуры (Зыряновский район). Сб. Геология, закономерности размещения и условия локализации месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1974.

4. Чернышева В.И. и др. Геохимическая таблица. М., "Недра", 1973.

В.Л. Лось

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА

В Зыряновском районе, как и на всем Рудном Алтае, рудовмещающими являются отложения среднего девона, которые обнажаются на крыльях Ревнюшинской антиклинальной структуры и представлены сложным переслаиванием осадочных и пирокластических пород.

Снизу рудовмещающие отложения подстилаются метаморфизованной песчано-алевролитовой толщей нижнего девона (подревнюшинская серия), а сверху перекрываются алевропесчаниками и песчаниками хамирской свиты (верхний девон).

Среднедевонские отложения делятся на две свиты (снизу вверх): вулканогенно-осадочную ревнюшинскую ( $D_2^{em_2} - \epsilon ZV.$ ) и преимущественно осадочную масляную ( $D_2^e - gV_{1ms}$ ).

Ревнюшинская свита по литологическим признакам делится на три пачки (снизу вверх): нижнюю ( $ZV_{1-2}$ ), представленную туффидами, туфами кислого и смешанного состава с прослоями алевролитов, туфоконгломератов; среднюю ( $ZV_{3-5}$ ), представленную алевролитами и туфами смешанного состава, и верхнюю ( $ZV_6$ ) - осадочно-пирокластическими отложениями кислого состава.

Масляная свита преимущественно сложена известковистыми алевролитами. Среднедевонские вулканогенно-осадочные отложения насыщены порфирами ленингорско-зрянковского комплекса ( $D_2?$ ), которые образуют огромное количество обычно субсогласных тел различных размеров (от сантиметров до сотен метров). Среди порфиров выделяются фельзит-порфиры (первая фаза) и кварц-полевощпатовые порфиры с весьма пестрыми структурно-текстурными признаками (вторая фаза).

Составление выборок для геохимической характеристики рудовмещающих отложений проводилось по литологическому и стратиграфическому признакам. Рассматривались четыре литологические группы пород (алевролиты, песчаники и гравелиты, туфогенно-осадочные породы и туффиды, туфы) в основных стратиграфических подразделениях рудовмещающих отложений ( $ZV_{1-2}$ ,  $ZV_{3-5}$ ;  $ZV_6$ ,  $ms$ ). Отдельно были составлены выборки по фельзит-порфирам и кварц-полевощпатовым порфирам ленингорско-зрянковского комплекса, залегающим в рудовмещающих отложениях.

Пробы анализировались полуколичественным методом в лаборатории КазИМСа и Зрянской ГРЗ. Надо отметить, что первичные геохимические характеристики оказались затуманенными в результате воздействия ряда факторов. К ним относятся ошибки спектрального анализа (случайные и систематические), факультальная геохимическая изменчивость отложений стратиграфических пачек, факторы, связанные с трансформацией геохимических полей в результате положения метаморфических и рудных процессов. Были приняты меры, ослабляющие влияние этих факторов: введены поправки на систематические ошибки, удалены из выборок пробы, отобранные по сильноизмененным породам и с аномальным содержанием меди, свинца и цинка, т.е. с содержанием этих металлов  $> 300-500 \cdot 10^{-4}\%$ . Именно в этом интервале значений на всех вариационных кривых содержания данных металлов наблюдается своего рода граница между логнормаль-

ной левой и нерегулярной, примерно параллельной оси абсцисс, правой частью кривых. Однако несмотря на принятые меры вычисленные геохимические параметры ( $\bar{x}$ ,  $\sigma$ ) оказались неустойчивыми, и на их основе можно делать лишь качественные выводы.

Анализировалось поведение 10 элементов (медь, свинец, цинк, серебро, кобальт, никель, ванадий, титан, хром, марганец), так как остальные в большинстве проб находятся в концентрациях ниже чувствительности анализа, и сколько-нибудь достоверные характеристики по ним получить пока практически невозможно.

Оценки средних по литологическим разновидностям и стратиграфическим подразделениям приведены в табл. I.

Медь имеет тенденцию к накоплению в тонких осадочных породах, а ее количество увеличивается по разрезу снизу вверх (от пачки  $zV_{I-2}$  до  $ms$ ). В нижней пачке ревиюшинской свиты наблюдается обогащение медью пирокластических пород. В кварц-полевошпатовых порфирах содержание меди примерно равно ее содержанию в туфогенно-осадочных породах, а фельзит-порфиры резко ею обеднены (8-15 г/т). Фоновыми содержаниями для рудомещающих отложений (кроме фельзит-порфиров) являются 30-35 г/т.

Среднее содержание свинца в рудомещающих отложениях находится в пределах 35-45 г/т. Несколько повышено оно в породах маслянской свиты (50 г/т) по сравнению с породами ревиюшинской (35 г/т). В пачке  $zV_{I-2}$  наблюдается тенденция к накоплению свинца в пирокластических породах; содержания его в кварц-полевошпатовых порфирах, фельзит-порфирах в вулканогенно-осадочных породах не отличаются.

Повышенное содержание цинка устанавливается в верхней пачке ревиюшинской свиты (105 г/т) на фоне 80-85 г/т в остальных частях разреза. Кроме того, наблюдается слабая тенденция к его накоплению в тонких осадках нижних пачек. Содержание цинка в кварц-полевошпатовых порфирах аналогично содержанию в вулканогенно-осадочных породах; в фельзит-порфирах оно несколько пониженное (на 15-25 г/т).

Проанализировать распределение серебра не возможно, так как он присутствует в концентрациях на грани чувствительности анализа. Возможно, несколько повышенным его содержанием отличаются пирокластические породы маслянской свиты.

Для кобальта устанавливается довольно четкая тенденция к концентрации в тонких осадочных породах. Наблюдается небольшое повышение его содержания в верхней пачке ревиюшинской свиты, а в кварц-полево-

Таблица 1

**Оценка средних содержаний элементов по данным полуколичественного спектрального анализа (в  $\mu\text{m}$ )**

N п/п	Полюс	Породы	n	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Cz	Ti	Mn
1	D <sub>2</sub> e <sub>2</sub> -gvm <sub>8</sub>	алебrolиты	205	33-45	40-70	60-130	0.3-0.5	2-10	5-13	30-40	20	60-130	200-400
2		песчаники, грабелиты	50	20-30	30	35	0.7	3	9	-	25	40	50
3		туфогенно-осадочные	40	30-35	40	95	1	2	8	25	6	10	300
4		туфы	22	25-35	50	80	2	3	20	35	-	-	100
5	D <sub>2</sub> e <sub>2</sub> -ezv <sub>6</sub>	алебrolиты	218	40-45	35-45	100-150	0.2-0.4	2-10	3-15	27-35	20	130-200	300-370
6		песчаники, грабелиты	19	30	20	75	-	6	15	30	25	200	85
7		туфогенно-осадочные	101	40	40-50	120	-	6	-	50	-	-	150
8		туфы	91	20-30	25-40	70-130	0.2	2-4	-	10-25	3-4	60-170	120-200
9	D <sub>2</sub> e <sub>2</sub> -ezv <sub>3-6</sub>	алебrolиты	237	20-40	15-30	30-35	0.1-0.2	3.6	4-10	22-25	10-23	100-120	170-400
10		песчаники, грабелиты	141	40	40	85	0.1-0.2	1	2	13	5-10	100-160	140
11		туфогенно-осадочные	253	10-30	50-60	95	0.1-0.2	2	5-8	20	5-15	100-188	200-300
12		туфы	65	20	35	70-80	0.3	1	3	18	5	120	100
13	D <sub>2</sub> e <sub>2</sub> -ezv <sub>1-2</sub>	алебrolиты	122	20	20	100	0.2	2	4	25	10	100	175
14		песчаники, грабелиты	140	40	40	85	0.1-0.2	1	2	13	5-10	150	140
15		туфогенно-осадочные	30	15-30	25-35	90		2	4-5	20-25	3-7	100-160	170
16		туфы	40	30-50	50	85	0.2	1	2	13	7	160	140
17	D <sub>2</sub>	фельзит-порфиры	89	13-15	30-40	50-80	0.2-0.4	0.3-1	2-4	7-16	2-15	35	50-180
18		кварц-полевошп. порфиры	38	20-50	25-30	70-100	0.15-0.5	1-3	4-10	1-7	10-25	30-120	80-120

шпатовых порфирах – некоторое понижение по сравнению с туфогенно-осадочными породами; в фельзит-порфирах понижение значительное.

Содержание никеля увеличивается вверх по разрезу рудовмещающих отложений от 2-4 в  $\tau V_{1-2}$  до 5-20 г/т в  $ms$ . В кварц-полевошпатовых порфирах оно находится на уровне 4-10 (соответствуют содержанию в  $\tau V_6$ ), в фельзит-порфирах 2-4 г/т.

Содержание ванадия, как и никеля, увеличивается вверх по разрезу от 13-25 в  $\tau V_{1-2}$  до 25-40 г/т в  $ms$ . Для отложений ревнюшинской свиты наблюдается преимущественная тенденция к его накоплению в тонких породах. В кварц-полевошпатовых порфирах его содержание несколько понижено (7-16), а фельзит-порфиры резко обеднены ванадием (1-7 г/т).

Распределение хрома аналогично распределению ванадия, но все тенденции в изменении его содержания выражены менее четко.

Титан распределен в отложениях маслянской и ревнюшинской свит довольно равномерно, и тенденций изменения его содержания уловить не удалось. Уменьшение содержания титана наблюдается в фельзит-порфирах (35 г/т) по сравнению с туфогенно-осадочными породами (40-200 г/т).

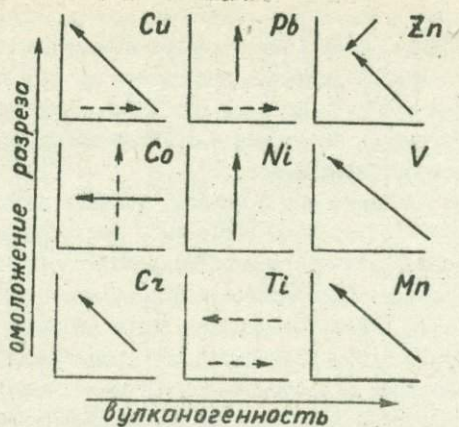
Марганец проявляет тенденцию к преимущественной концентрации в тонких осадочных породах и в верхних частях разреза рудовмещающих отложений. Кварц-полевошпатовые и фельзит-порфиры несколько обеднены им (50-180 по сравнению с 85-400 г/т в туфогенно-осадочных породах).

Основные тенденции изменения содержания элементов в рудовмещающих отложениях показаны на рисунке.

Большинство рассмотренных элементов имеет тенденцию к накоплению в верхних частях разреза рудовмещающих отложений и к преимущественной концентрации в тонких осадочных породах.

В кварц-полевошпатовых порфирах содержание элементов практически аналогично их среднему содержанию в вулканогенно-осадочных породах рудовмещающих отложений; фельзит-порфиры резко обеднены всеми элементами (кроме свинца и марганца).

Обобщенные результаты корреляционного анализа приведены в табл. 2. Полученные коэффициенты парной корреляции, как и другие параметры, в силу изложенных выше причин оказались неустойчивыми, и поэтому связь между элементами анализировалась по группе выборок. Связь считалась существующей, если больше половины коэффициентов корреляции в данной группе выборок оказывалось значимым при пятипроцентном уровне. По существенным связям в осадочных и вулканогенно-осадочных породах маслянской и ревнюшинской свит были выделены следующие геохимические группы:



Р и с. Основные тенденции изменения содержания элементов

- Осадочные породы (алевриты, песчаники, гравелиты) - 1) *Cu*, *Co*; 2) *Pb*, *Ag*; 3) *Co*, *Ni*, *V*, *Cr*, *Ti*;  
 Осадочно-туфогенные породы - 1) *Cu*, *V*; 2) *Co*, *Ni*, *V*, *Cr*, *Ti*; 3) *V*, *Mn*.

Для обеих групп пород характерна тесная корреляция элементов группы железа, что, вероятно, связано с колебанием основности магматогенной составляющей рудовмещающих отложений. Учитывая тесную связь элементов группы железа, представляется возможным заменить анализ их поведения рассмотрением распределения одного из них (лучше всего ванадия).

В кварц-полевошпатовых порфирах также устанавливается тесная связь сидерофильных элементов (табл. 2). Интересно, что здесь проявлены связи меди, характерные для осадочных (*Cu*, *Co*) и осадочно-пирокластических пород (*Cu*, *V*). Для фельзит-порфиров характерно отсутствие тесных связей между элементами. Здесь сохраняется только группа *Co*, *Ni*, *V* и появляется группа со слабой связью *Zn*, *Ag*.

Приведенные данные о связях элементов получены по выборкам, из которых удалены пробы с заведомо аномальными содержаниями *Cu*, *Pb*,

Zn (удалялись пробы с содержанием больше 300-500 г/т). При анализе связей с учетом этих проб появляется устойчивая геохимическая группа Си, Рб, Zn, Ag, характеризующая связь этих элементов в рудном процессе. Это свойство можно использовать для усиления контрастности ореолов, строя мультипликативные изолинии содержания элементов (использование мультипликативных ореолов рационально в ситуации, когда элементы, входящие в систему, коррелируются в поисковых объектах и не коррелируются во всех остальных).

Значение  $Me = a(\lg Pb + \lg Zn + \lg Si)$  вычислялось как среднее для отдельных скважин. Всего для построения поля были использованы данные по 219 скважинам. Судя по положению известных рудных объектов в структуре мультипликативного поля можно предположить, что значения  $Me > 8$  усл.ед. фиксируют области развития рудной минерализации и значения  $Me \leq 4$  усл.ед. характерны для областей геохимических "депрессий". Последние в основном совпадают с областями развития порбд подревнюшинского метаморфического комплекса и позднепалеозойских гранитоидов.

Таким образом, анализ геохимических данных позволяет сделать следующие выводы:

1. В целом все вулканогенно-осадочные породы разных стратиграфических подразделений рудовмещающих отложений довольно близки между собой по геохимическим показателям (средним содержаниям и корреляционным связям).

2. Для большинства элементов (медь, кобальт, никель, ванадий, хром, марганец) наблюдается тенденция к увеличению содержания вверх по разрезу (от  $zV_{I-2}$  kms) и к преимущественному накоплению в тонких осадочных породах.

3. Кварц-полевошпатовые порфиры зрянковского комплекса по геохимическим параметрам ( $\bar{x}, z$ ) аналогичны вулканогенно-осадочным породам маслянской и ревнюшинской свит. Возможно, что это свойство указывает на широкое развитие метасоматических кварц-полевошпатовых порфиров с унаследованной от вулканогенно-осадочных пород геохимией.

4. Фельзит-порфиры первой фазы Зрянковского комплекса по геохимическим показателям значительно отличаются от вулканогенно-осадочных пород маслянской и ревнюшинской свит: (они обеднены медью, кобальтом, никелем, ванадием, хромом, титаном и в них нарушено большинство корреляционных связей).

## Корреляционные связи в породах Зырянского р-на

Осадочно-пирокластические породы

	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Cz	Ti	Mn
Cu	///						+			
Pb		///								
Zn		+	///							
Ag	+			///						
Co					///	+	+	+	+	
Ni					+	///	+	+	+	
V					+	+	///	+	+	+
Cz					+	+	+	///	+	
Ti					+	+	+	+	///	
Mn										///

Осадочные породы Кварц-полевошпатовые порфиры

	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Cz	Ti	Mn
Cu	///				+		+			
Pb		///								
Zn			///							
Ag			+	///						
Co					///	+	+	+	+	
Ni					+	///	+	+	+	
V					+	+	///	+	+	
Cz								///	+	
Ti						+			///	
Mn										///

Фельзит-порфиры первой фазы

5. Образование геохимической группы  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Ag$  фиксирует проявление процесса рудной минерализации.

А.М. Пинатулин, В.В.Толочко

#### К УЧЕТУ ВЛИЯНИЯ ФАКТОРА ОКИСЛЕННОСТИ РУД НА ОЦЕНКУ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН

Верхние части рудных зон большинства сульфидных месторождений в той или иной степени подвержены влиянию гипергенных процессов. Это обстоятельство должно учитываться при решении ряда поисковых и других геологических задач. Очевидно, в зоне окисления происходят значительные изменения количественных соотношений концентраций компонентов и образование новых ассоциаций химических элементов.

Нами рассмотрено влияние фактора окисленности руд на оценку уровня денудационного среза и зональность некоторых колчеданно-полуметаллических месторождений Прииртышья (Орловское, Николаевское, Иртышское, Покровское и Красноярское). Из них на современный эрозионный срез выведены месторождения Николаевское и Покровское, а на эрозионный срез, погребенный под кайнозойскими отложениями мощностью от первых метров до 100 м, — остальные месторождения. Мощность гипергенно измененных руд (зоны окисления) рассмотренных месторождений составляет 40-70 м [2, 3].

Для оценки уровня денудационного среза необходимо выявить особенности строения рудной зоны по вертикали (вертикальную зональность). С этой целью каждое месторождение разбивалось на 4-5 эталонных частей. Изучение зональности объектов проводилось двумя методами: с использованием корреляционного анализа и с определением мер различия в многомерном признаковом пространстве.

При корреляционном анализе, выполненном по программе "Многократная корреляция-2" на ЭВМ БЭСМ-4 [4], для каждого эталона получены данные для построения рядов подвижности и ассоциаций химических

элементов. Сопоставление таких рядов и ассоциаций проводилось по методике Ю.К. Буркова [1]. В качестве исходных признаков использованы средние содержания компонентов по рудным пересечениям. В результате машинной обработки определены коэффициенты парной корреляции всех признаков между собой и матрица итераций полной корреляции всех пар признаков. Полученные коэффициенты положены в основу для построения рядов геохимической подвижности. В этих рядах соседние элементы располагались так, чтобы коэффициенты корреляции между ними характеризовались максимальными положительными значениями, свидетельствующими о сходстве физико-химических свойств элементов в данных условиях.

Ассоциации химических элементов составлены с использованием упомянутой матрицы итераций. Обычно все компоненты разделяются на две полярные группы, скоррелированные между собой отрицательно. Составляющие одной группы характеризуются положительной связью. При этом элементы, достигающие полной корреляции на одном и том же шаге итераций, ведут себя идентично по отношению к оставшимся и объединяются в одну подгруппу. Таким образом, устанавливается иерархия подгрупп по силе связи компонентов в них.

Полученная совокупность групп и подгрупп (ассоциаций) может рассматриваться как геохимическая формула конкретного геологического объекта. Последняя является функцией условий образования и последующих преобразований данного объекта. Поэтому изменение формулы на месторождении снизу вверх соответствует в первичных рудах и геохимических ореолах вертикальной зональности оруденения, а в окисленных рудах отражает условия и степень проявления гипергенных процессов.

Следует отметить, что разрешающая способность метода ассоциаций не велика: он позволяет вылить только наиболее четко выраженные закономерности общего порядка.

Результаты обработки химических анализов руд Орловского и Николаевского месторождений приведены в таблице. Для Николаевского месторождения характерными ассоциациями первичных руд являются медь-кобальт-висмут и свинец-цинк-золото-серебро-кадмий. Эти ассоциации связаны между собой отрицательной корреляцией. В зоне окисления также выявляются две полярные ассоциации, но другого состава: медь-свинец-золото-серебро-кобальт и кадмий-цинк-висмут. По приведенным геохимическим формулам окисленные руды Николаевского месторождения совершенно отчетливо отличаются от первичных руд. В частности, если в первичных рудах цинк и кадмий входят в одну ассоциацию с золотом, серебром и свинцом, то

зоне окисления эта пара элементов "рвет" свои положительные связи с перечисленными компонентами и образует не свойственную для эндогенных рудных образований ассоциацию с висмутом. Другая пара элементов, состоящая из меди и кобальта, в первичных рудах ассоциирует с висмутом, а в зоне окисления приобретает положительные корреляционные связи с золотом, серебром и свинцом.

Отличие геохимических формул окисленных и первичных руд Орловского месторождения не столь выразительно. Полярные ассоциации их в целом совпадают.

Анализ рядов подвижности элементов Николаевского месторождения показывает, что в первичных рудах они в общем совпадают с рядами, выведенными некоторыми исследователями для гидротермальных месторождений [5]. Ряд подвижности в окисленных рудах отвечает представлению С.С.Смирнова о миграционной способности элементов в зонах окисления сульфидных месторождений [6].

На Орловском месторождении отличие между рядами подвижности элементов первичных и окисленных руд не контрастнее, чем различия между рядами в первичных рудах.

Сопоставляя результаты работ на Николаевском и Орловском месторождениях, можно отметить аналогию геохимических формул и близость рядов подвижности в первичных рудах обоих месторождений. Образование новых геохимических ассоциаций в зоне окисления Николаевского месторождения и отсутствие таковых в окисленной части Орловского месторождения, по-видимому, объясняется различной интенсивностью гипергенных процессов.

Изучение вертикальной зональности месторождений путем определения мер различия в многомерном пространстве признаков проводилось следующим образом. В качестве исходных данных использовались 15 парных соотношений содержаний меди, свинца, цинка, золота, серебра и кадмия. Оценка мер различия осуществлялась путем определения евклидова расстояния по известному алгоритму:

$$R_{\theta} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (p_i - q_i)^2},$$

где  $R_{\theta}$  - расстояние по Евклиду;  $p_i$  и  $q_i$  - значения соответствующих признаков на сопоставляемых объектах. Для выравнивания влияния отдельных компонентов на величину  $R_{\theta}$  введены соответствующие коэффициенты к содержаниям некоторых элементов.

С целью оценки влияния фактора окисленности руд на строение рудных зон определены меры различия эталонных частей Николаевского и

Т а б л и ц а

Ряды подвижности элементов и геохимические формулы руд в разных  
эталонных частях Николаевского и Орловского месторождений

№ эталон- нов	Николаевское месторождение		№ эталонов	Орловское месторождение	
	ряды подвижности	геохимические формулы		ряды подвижности	геохимические формулы
Н88	Аи-Аг-Рь-Со-Ві-Сd-Зп-Си	Си, Рь, Аи, Аг, Со   Сd   <u>Зп, Ві</u>	А9	As-Аи-Аг-Сd-Зп-Ва- -Рь-Со-Ві-Си	<u>Си, Со</u> Ві   <u>Зп</u>   <u>Рь, Сd</u>   Аи, Аг
Н89	Аи-Аг-Зп-Рь-Сd-Си-Со-Ві	Си, Со, Ві   Рь, Зп, Аи, Аг, Сd	А8	Аг-Аи-As-Ва-Рь-Зп- -Сd-Ві-Си-Со	<u>Си, Ві</u> Со   <u>Рь, Зп, Аи, Аг</u>   Сd
Н90	Аи-Аг-Сd-Зп-Рь-Си-Ві-Со	Си, Со, Ві   <u>Зп, Аи, Аг, Сd</u>   Рь	А6	Сd-Зп-Аг-Рь-Ва-Аи-As- -Со-Ві-Си	<u>Си, Ві</u> Со   <u>Рь, Зп, Аг, Сd</u>   Аи
Н91	Зп-Сd-Аг-Рь-Аи-Со-Си-Ві	<u>Си, Ві</u> Со   Рь, Зп, Аи, Аг, Сd	А4	Зп-Рь-Аг-Аи-Ва-As- -Со-Сd-Ві-Си	<u>Си, Ві</u>   <u>Аи, Рь, Зп, Аг, Сd</u>   Со
Н92	Сd-Зп-Рь-Аг-Аи-Со-Си-Ві	Си, Со, Ві   Рь, Зп, Аи, Аг, Сd			

- П р и м е ч а н и я: 1) эталон Н88 и А9 составлены из окисленных и частично первичных руд,  
2) толщина линий в геохимических формулах соответствует силе корреляционной связи входящих в ассоциацию элементов (жирные линии указывают на более сильные связи),  
3) эталон А4 охарактеризован небольшим количеством скважин

Иртышского месторождений с первичными и окисленными рудами Покровского месторождения. Последнее характеризуется четко проявленной зоной окисления и небольшим вертикальным размахом оруденения. Результаты работ отражены на рис. 1.

Графики значений  $R_{\text{O}}$  распадаются на две ветви. Левая ветвь характеризует результаты сравнения эталонов Николаевского (Н68-Н73) и Иртышского (Б4, Б101, Б102) месторождений с первичными рудами Покровского месторождения (выборка П2). Правая ветвь отражает отличия тех же эталонов от окисленных руд Покровского месторождения (выборка П1). Анализируя график, можно сделать следующие выводы.

1. Результаты сравнения одних и тех же объектов с окисленными и первичными рудами резко отличны.

2. При сопоставлении эталонов Н68-Н73 и Б4, Б101, Б102 с первичными рудами (П2) устанавливается значительное увеличение  $R_{\text{O}}$  для верхней окисленной части Николаевского месторождения (отклонение кривой вправо).

3. При сопоставлении тех же эталонов с окисленными рудами (П1) наблюдается значительное увеличение  $R_{\text{O}}$  в целом и намечается слабое отклонение верхней части кривой влево.

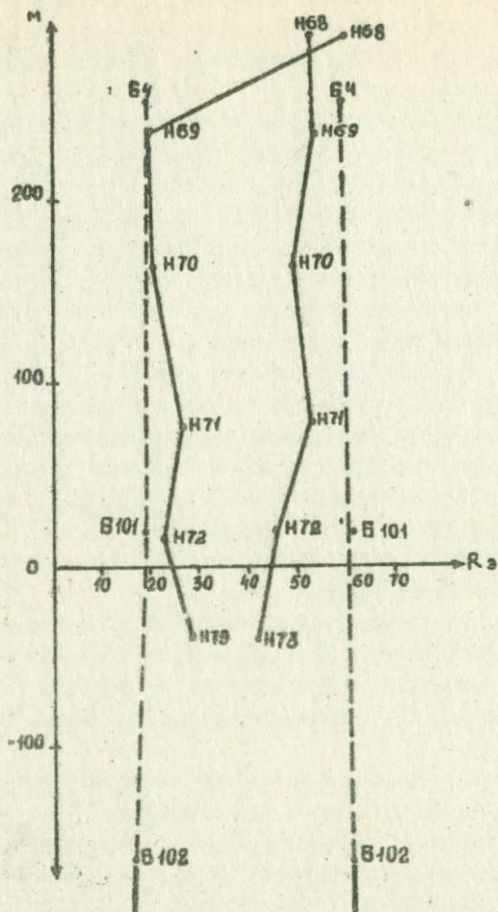
Отмеченным особенностям графиков может быть дана следующая геологическая интерпретация:

а) отклонение левой ветви графика, безусловно, связано с наличием зоны окисления на Николаевском месторождении;

б) незначительное отклонение верхней части правой ветви графика, очевидно, обусловлено некоторым сближением химизма руд в зоне окисления;

в) зона окисления Иртышского месторождения проявлена несравненно слабее, чем Покровского и Николаевского.

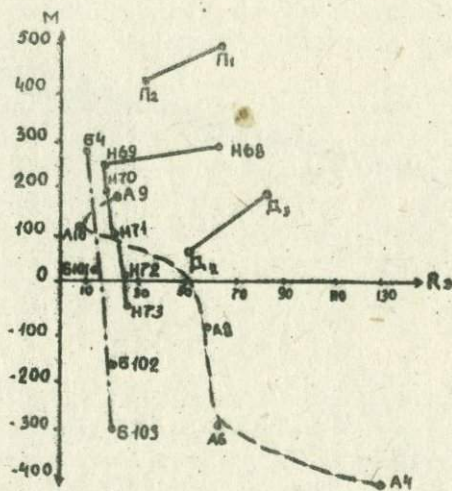
Приведенные данные показывают, как сильно зависят обобщенные геохимические характеристики (меры различия) месторождений от характеристик тех объектов (в нашем случае П1 или П2), с которыми сравниваются эталонные части исследуемых месторождений. Наличие и степень проявления зон окисления на разных объектах изучены путем определения мер их отличия от "нулевого массива". Под нулевым массивом понимается некий абстрактный объект, значения всех признаков которого равны нулю. Это сравнение позволило характеризовать химизм собственно объекта. Результаты сравнения с нулевым массивом эталонов Николаевского, Иртышского, Орловского, Покровского и Красноярского месторождений приведены на рис. 2. Рассматривая полученные графики, месторождения по степени проявления зоны окисления можно ранжировать сле-



Р и с. I. Графические модели знанальности Иртышского и Николаевского месторождений

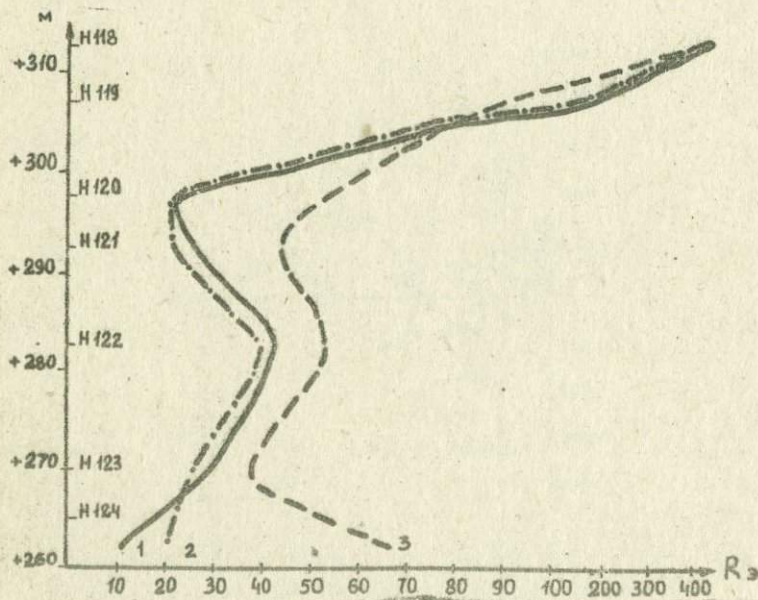
Эталоны на месторождениях: H68-H73 - Николаевском, B4, B101, B102 - Иртышском; по вертикальной оси отложены абсолютные отметки эталонов, по горизонтальной - значения  $R_9$ ; левая ветвь графиков соответствует результатам сравнения эталонов с первичными, а правая - с окисленными рудами Покровского месторождения

дующим образом: Николаевское, Покровское, Красноярское, Орловское, Иртышское. Необходимо отметить, что на этих графиках также отображен градиент зональности месторождений, фиксирующийся углом наклона кривой. В нашем случае эндогенной зональности соответствуют кривые, наклоненные влево, а экзогенной зональности – кривые, наклоненные вправо (в общем случае).



Р и с. 2. Графические модели зональности Орловского, Покровского, Николаевского, Красноярского и Иртышского месторождений

Эталоны на месторождениях: А9, А4, А6, А8, А10 – Орловском, П1, П2 – Покровском, Н68, Н73 – Николаевском, Д2, Д3 – Красноярском, Б4, Б101, Б103 – Иртышском; по вертикальной оси отложены абсолютные отметки эталонов, по горизонтальной – значения мер различия ( $R_0$ ) эталонов с нулевым массивом



Р и с. 3. Модели внутреннего строения зоны окисления  
Николаевского месторождения

I - при сравнении эталонов Николаевского месторождения с нулевым массивом; 2,3 - при сравнении с первичными (2) и окисленными (3) рудами Покровского месторождения

С применением данного метода может быть уточнено внутреннее строение зоны окисления. На рис. 3 показаны результаты таких работ на примере Николаевского месторождения. Здесь приведено три графика, отображающих меры различия детализирующих эталонов верхней части Николаевского месторождения (Н118-Н124) с нулевым массивом и двумя выборками руд Покровского месторождения (П1 и П2). Нижняя часть кривых еще не "вышла" на направление наклона, характерное для эндогенной зональности, т.е. на рис. 3 зона окисления Николаевского месторождения представлена не полностью. Графики различаются только в деталях, а в целом все они подчеркивают неоднородность (в нашем случае - зональность) строения зоны окисления и имеют сходный характер.

Резюмируя проведенные исследования, можно сделать заключение: при геохимических работах сравнение объектов по химизму всегда должно проводиться с учетом степени их окисленности, а также нельзя объединять в какие-либо выборки, эталоны или массивы данных проб, характеризующих в различной степени окисленные руды или породы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бурков Ю.К. Оценка иерархий ассоциаций химических элементов для выявления условий формирования и металлогенической специализации горных пород. Вестник Львовского университета "Математические методы в геологии", 1973.
2. Волков В.М., Гинатулин А.М. и др. Орловское рудное поле на Рудном Алтае, Алма-Ата, "Наука", 1972.
3. Геологическое строение СССР. Т.41, Восточный Казахстан. Полезные ископаемые, М., "Недра", 1974.
4. Гинатулин А.М., Маслеева Н.В. Многократная корреляция-2. Инструктивные указания, сер. IX. Петрохимия и геохимия, вып.3, 1974.
5. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Еще раз о вертикальной зональности первичных геохимических ореолов. В кн. "Научные основы геохимических методов поисков глубоководных рудных месторождений", ч.2, Иркутск, 1971.
6. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.-Л., Изд. АН СССР, 1955.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ И ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАЗАХСТАНА,  
СВЯЗАННОЙ С ВУЛКАНИЗМОМ

Анализ особенностей структурной локализации полиметаллических месторождений, состава вмещающих образований и связей полиметаллических месторождений с вулканизмом позволил из 194 свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых месторождений и 2 548 наиболее крупных рудопроявлений выделить 96 месторождений и 1 824 рудопроявления, связь которых с вулканизмом наиболее достоверна. Эти участки минерализации по запасам ведущих рудных элементов (свинца, цинка, меди) составляют 78% общих запасов названных элементов республики.

Для характеристики полиметаллических месторождений была разработана схема их описания (модель месторождения), использование которой позволило достаточно полно выполнить задачу их сопоставления. При ее разработке были применены следующие принципы: 1) месторождение полезно ископаемого как геологический объект состоит из двух главных частей: а) вмещающей среды, б) "рудной" части (минерализованные области совместно с рудными телами); 2) характеристика вмещающей среды исчерпывается описанием: а) ее состава, б) возраста, в) строения; 3) "рудная" часть месторождения достаточно полно характеризуется: а) описанием околорудных изменений, б) минерального состава, в) минеральных ассоциаций, г) рудных элементов, д) формы рудных тел, е) местоположения рудных тел, ж) характером оруденения; 4) месторождения полезных ископаемых, как и любой геологический объект, изучаются на разных уровнях исследований: а) региональном (глобальном), б) мелкомасштабном (1:500000; 1:200000), в) среднemasштабном (1:50000; 1:25000), г) крупномасштабном, д) детальном (крупнее 1:25000); 5) характеристика рудной части месторождения возможна лишь на детальном уровне, поскольку только работы таких масштабов способны предоставить необходимые сведения; 6) геологическое содержание "вмещающей среды" меняется в зависимости от того уровня, на котором происходит изучение месторождений полезных ископаемых.

Созданная модель месторождения, таким образом, основана: а) на иерархических принципах – соподчиненности характеристик различных уровней; б) на представлениях о месторождении как о закономерном сочетании двух различных, но тесно связанных частей рудной и вмещающей среды.

Региональная модель полиметаллических месторождений Казахстана построена на региональных тектонических данных (по материалам структурно-формационных и палеогеографических карт Казахстана, структурно-формационных колонок и схемы основных структурно-морфологических элементов Казахстана). Модели (мелкомасштабного, среднемасштабного и детального) уровня построены по результатам анализа существующих описаний полиметаллических месторождений, связанных с вулканизмом, содержащихся в статьях, монографиях и отчетных документах.

Наиболее интересные результаты анализа созданных моделей различных уровней сводятся к следующему:

1. Условия локализации месторождений существенно различаются не только для отдельных рудных областей, но и в пределах каждой области и, в общем, для каждого рудного поля. Не вдаваясь в характеристику отдельных рудных полей, покажем те особенности, которые наиболее ярко проявляются для полиметаллической минерализации Казахстана для 3-х основных областей концентрации месторождений: Зайсанской складчатой системы (З); Кокчетав-Северо-Тяньшанской складчатой системы (К-С) и Джунгаро-Балхашской (Д-В) складчатой системы.

2. Наиболее разнообразны условия локализации полиметаллической минерализации для Д-В системы, а наименее (особенно для регионального и мелкомасштабного уровней) – для З системы.

3. При анализе одной из региональных характеристик (а именно сложности предшествующего развития, выраженной через количество тектоно-магматических циклов, предшествующих рудовмещающему) оказалось, что ни участки максимально сложного развития (с 7 предшествующими циклами), ни участки, напротив, простого развития (с 1-2 предшествующими циклами) не являются максимально рудоносными. Такими оказались лишь рудовмещающие участки, прошедшие в своем развитии 3 тектоно-магматических цикла, предшествующих рудовмещающему. Этот вывод позволяет, во-первых, с иных позиций в отличие от наиболее принятых локализовать области поиска полиметаллической минерализации, а во-вторых, предоставляет данные для построения теории рудогенеза.

4. Для локализации полиметаллической минерализации, связанной с вулканизмом, совершенно не обязательно наличие мощных вулканогенных толщ в составе вмещающих формаций; наиболее благоприятны геологические формации, в которых значительный объем занимают вулканогенно-осадочные и осадочные образования, среди последних всегда необходимо наличие разнообразных кремнистых пород.

5. Полиметаллические месторождения Казахстана локализируются в пределах собственно геосинклиналильных периодов развития и в подавляющем большинстве случаев на их поздних этапах; резко подчиненное значение имеют геологические формации орогенных периодов развития структур.

6. Полиметаллические месторождения предпочтительнее всего локализируются по периферии антиклинорий.

7. Большинство полиметаллических месторождений Казахстана размещается в зонах региональных разломов (вблизи границ структурно-формационных зон или разломов, секущих такие зоны).

8. Рудные поля месторождений локализируются, главным образом на участках нарушения "сплошности" пород: в зонах интенсивного развития локальных разрывных нарушений, даек, жил, трещиноватости и дробления.

9. Основные этапы рудной минерализации различны для складчатых систем: это средне-верхнедевонская минерализация З складчатой системы; верхнедевонско-нижнекаменноугольная Д-Б, нижнекаменноугольная - К-С складчатой системы.

10. Подавляющее большинство месторождений (за счет месторождений З складчатой системы) приурочено к вулканогенно-осадочным толщам; причем исключительно важно, что средне-верхнедевонские толщи З складчатой системы не несут промышленной минерализации в тех районах, где они представлены собственно осадочными или вулканогенными толщами; лишь на участках перемежаемости осадочных и вулканогенных компонентов разреза рудная минерализация достигает промышленных размеров. Для месторождений Д-Б складчатой системы исключительное значение имеют известняки, нехарактерные для других складчатых систем.

II. Четыре главнейших типа околорудных изменений: хлоритизация, серицитизация, пиритизация и карбонатизация развиты примерно в равной степени на месторождениях всех складчатых систем Казахстана. Следует отметить, что на месторождениях К-С складчатой системы пиритизация настолько интенсивна, что позволяет некоторым исследователям относить их к классу колчеданных месторождений. Для месторождений же Д-Б складчатой системы резко специфична баритизация.

12. Месторождения 3 складчатой системы отличаются от месторождений других наличием золота, нередко достигающим здесь промышленных концентраций. Для месторождений К-С складчатой системы в основном не характерны магнетит, борнит, марказит, пирротин и барит, а для месторождений Д-Б системы - марказит, борнит и халькозин. Интересно распределение нерудных минералов: кварц и кальцит являются составными компонентами строения рудных тел месторождений всех названных складчатых систем, зато флюорит известен лишь для 15 месторождений 3 системы, девяти - Д-Б и для трех - К-С складчатых систем. Доломит рудных тел месторождений 3 складчатой системы является практически постоянным компонентом (известен на 54 месторождениях).

13. Анализ минеральных ассоциаций месторождений Казахстана демонстрирует их исключительное разнообразие. Лишь халькопирит-галенит-пиритовая ассоциация описана для 40 месторождений 3 складчатой системы. Для месторождений этой системы вообще характерны ассоциации, в состав которых входит пирит: кроме названной - пирит-галенитовая, пирит-халькопиритовая, пирит-халькопирит-сфалеритовая. Месторождения Д-Б складчатой системы специфичны в отношении широкого развития галенит-сфалеритовой ассоциации (14 месторождений). Только месторождения К-С складчатой системы свойственны сложные минеральные ассоциации: кварц-барит-борнит-галенитовая, кварц-флюорит-халькопирит-галенитовая и кварц-барит-халькопирит-галенитовая.

14. Еще о более четком различии полиметаллической минерализации месторождений складчатых систем Казахстана свидетельствуют результаты анализа химических элементов рудных тел. Так, рудные тела месторождений К-С и 3 складчатых систем всегда содержат медь; зато барий для них наименее характерен, чем для рудных тел месторождений Д-Б складчатой системы. Специфичными элементами месторождений 3 складчатой системы являются селен, теллур, висмут; промышленных концентраций часто достигает серебро. На месторождениях всех складчатых систем примерно в равной степени развиты молибден, ртуть, кадмий, мышьяк и сурьма. Лишь на одном месторождении Д-Б системы и на одном 3 установлено присутствие вольфрама.

15. Все рудные тела К-С складчатой системы и большая часть рудных тел месторождений остальных систем локализируются в разломах. Почти такое же количество месторождений складчатой системы локализуется в пределах однородных литологических разновидностей (глав-

ным образом кремнистых пород и известняков). Для рудных тел месторождений З складчатой системы характерна, кроме того, локализация в зонах межформационных расчленений (на контактах различных по физическим свойствам пород) и вблизи строго установленных вулканических центров. Как общее для полиметаллических месторождений Казахстана необходимо отметить крайне незначительное размещение рудных тел в контактах с дайками и интрузивами. Спецификой местоположения рудных тел К-С складчатой системы является их размещение в пределах S-образных структур и зон сланцеватости.

16. Для рудных тел месторождений Д-В складчатой системы характерны линзы и пластовые залежи; а для рудных тел месторождений З складчатой системы - линзы и жилы.

17. По характеру оруденения резко преобладающее развитие получили вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды. Для месторождений З складчатой системы характерны, кроме того, и сплошные массивные руды. Специфичными для месторождений Д-В системы являются рудные брекчии; нигде более, кроме месторождений этой системы, не известны слоистые руды.

Главной задачей проведенных исследований является необходимость демонстрации особенностей локализации и строения полиметаллических месторождений, связанных с вулканизмом Казахстана. Для того, чтобы подчеркнуть выявленные особенности, приведем результаты сопоставления месторождений Казахстана с месторождениями некоторых (далее названы) стран и месторождениями некоторых регионов Советского Союза.

Сопоставлять месторождения различных стран и разных регионов Советского Союза с месторождениями Казахстана, безусловно, очень сложно в силу того, что особенности рудной минерализации различаются не только между странами (или регионами), но и очень часто неодинаковы для одной страны (региона) и было бы правильнее сопоставлять особенности минерализации отдельных рудных районов. Однако результаты такого сравнения заняли бы объем, во много раз превышающий объем статьи. Ввиду этого была выполнена следующая работа: месторождения отдельных рудных районов (описанных по характеристикам сформированной нами модели) поочередно сопоставлялись с месторождениями разных складчатых систем Казахстана (операция сопоставления реализована на ЭВМ БЭСМ-4 по специально разработанным алгоритмам); наиболее четкие группы характеристик или отдельные характеристики (совпадающие или несовпадающие в таких выборках) приводятся как основные результаты.

Для сравнительной характеристики были использованы сведения по 61 месторождению следующих стран: США (район Три-Стейт, месторождения: Пичер-Филл, Уэйко-Лотон, Коммерс, Линкольн, Уэббер, Билгару; район Восточный Тинтик, месторождения: Тинтик-Стандарт, Норт-Лили, Брика-Лили, Берджин, Юрика-Стандарт, Брика-Лили, Эйнекс-Стандарт; район Иллинойс-Кентукки, месторождения: Фервью, Рози-клар, Дейзи, Кейв-ин-Рок, Оксфорд; район Центральный Тинтик, рудные зоны: Маммот-Чиф, Плутус, Годива, Айрон-Блоссом; район Парк-Сити, рудные зоны: Онтарио, Дейли, Мейфлауэр, Хокай, Дейли-Уэст, Силвер-Кинг); ФРГ (Раммельсберг); Югославия (Трепча); Польша (месторождения Верхней Силезии); Чехословакия (Прибрамское рудное поле); Бирма (Боудвин); Швеция (Болиден, Лонцеле); Канада (Х.Б., Хут-Стил), а также сведения по некоторым месторождениям Сардинии и Мексики.

Очевидно, что число использованных месторождений не позволяет делать полностью законченные выводы. Тем не менее, анализ описаний даже использованных месторождений приводит к довольно интересным заключениям.

1. Резкое преобладание (по сравнению с казахстанскими) рудовмещающих толщ с доломитами и известняками (доломиты месторождений США, раковинные известняки Верхней Силезии), а также сланцев (месторождения ФРГ).

2. Приуроченность месторождений к субгеосинклинальным периодам развития (большинство рудных районов США, Прибрам, Верхняя Силезия) или к начальным периодам геосинклинального развития структур (Канада).

3. Для полиметаллических месторождений Европы (Польша, Чехословакия, Сардиния) характерна приуроченность к прибортовым частям (или к поднятиям фундамента) наложенных структур.

4. Приуроченность месторождений к интенсивно дислоцированным сводам и к интенсивно нарушенным крыльям антиклиналей (месторождения Центральный и Восточный Тинтик, районы Иллинойс-Кентукки, США).

5. Приуроченность к зонам интенсивной трещиноватости (месторождения Сардинии, район Три-Стейт, Парк-Сити).

6. Исключительно широкая приуроченность к зонам внутри- и межформационных расслоений (месторождения штатов Юта и Колорадо, США).

7. Интенсивнейшее развитие процессов доломитизации и образование доломитовой "сыпучки".

8. Повышенные концентрации серебра, часто являющегося главным рудным элементом (месторождения Мексики, район Центральный Тинтик, США).

9. Сравнительно незначительное (за исключением месторождений района Иллинойс-Кентукки) - флюорита.

10. Широкое развитие структур выщелачивания и обрушения.

11. Резко преобладающее развитие галенит-сфалеритовых, сфалеритовых, золото-аргентит-пирит-сфалерит-галенитовых, галенит-сфалерит-аргентитовых минеральных ассоциаций.

12. Появление рудных столбов и лент, в том числе кольцевых, карманов и карстов, выполненных рудными минералами.

13. Повышенное (по сравнению с казахстанскими) развитие рудных брекчий и полосчатых руд.

Выполненное сравнение полиметаллических месторождений Казахстана, связанных с вулканизмом, с месторождениями некоторых регионов Советского Союза, показало, что казахстанские месторождения специфичны по некоторым своим характеристикам. Для сравнения были использованы материалы по месторождениям Узбекистана (Сулукуль, Кызылсай, Курганшинкан, Лаштерек, Южный Карасан, Чакчар и др.), Забайкалья (Ново-Широкинское, Лучнинское и др.), Армении (Мадцигат, месторождения Алавердинского рудного поля), а также по наиболее известным месторождениям Урала и Восточной Сибири.

Главнейшими различающимися характеристиками месторождений названных регионов Советского Союза следует назвать следующие:

1. Приуроченность к начальным периодам геосинклинального развития структур и, соответственно, к инициальным геологическим формациям (Урал, Кавказ).

2. Широкая приуроченность одновременно к орогенным структурам (Салаир), что, как отмечалось, мало характерно для казахстанских месторождений.

3. Локализация довольно большого числа месторождений в древних толдах, что почти неизвестно для Казахстана.

4. Приуроченность к стратиграфическим контактам и к контактам с дайками и жилами; такое местоположение рудных тел также несвойственно казахстанским месторождениям.

5. Исключительно широко развита турмалинизация (особенно для месторождений Забайкальского региона). Это обстоятельство подмечено

впервые И. Н. Томсоном; объяснено им "борной" проработкой рудных полей, предшествующей появлению рудоносных растворов, связанных с вулканизмом, что характерно и для месторождений Казахстана, для которых разными исследователями единодушно отмечалось наличие тузмалина в околорудных пространствах.

6. Интенсивное развитие ртути и никеля, что не характерно для месторождений Казахстана (за исключением некоторых месторождений З складчатой системы).

7. Присутствие в качестве примеси олова и золота (месторождения Восточной Сибири).

Приведенные характеристики полиметаллических месторождений Казахстана, связанных с вулканизмом, являются важнейшими; по своему значению они рассматриваются как металлогенические факторы (полный перечень наиболее важных металлогенических характеристик не приведен), которые в дальнейшем использованы для прогнозных оценок различных территорий Казахстана. В соответствии с разработанной методикой анализа месторождений методика прогнозирования была выполнена на определенных уровнях. Не приводя результаты прогнозирования каждого уровня, укажем лишь те, которые мы посчитали наиболее важными.

1. Прогнозные оценки З складчатой системы на региональном уровне не имеют смысла, поскольку до проведения таких работ результат известен: все месторождения этой системы локализируются в пределах образований одного тектоно-магматического цикла и единой (кварц-кератофировой) формации.

2. Наиболее благоприятна в отношении перспектив на возможную локализацию полиметаллических месторождений, связанных с вулканизмом, К-С складчатая система. Этому способствует: а) исключительное разнообразие геологического строения и наличие благоприятных структурных условий и геологических формаций; б) полная аналогия отдельных районов этой системы с некоторыми горнорудными районами США и Канады.

3. Наиболее перспективной структурой К-С складчатой системы следует считать Центрально-Казахстанский вулканогенный пояс и особенно площади наложенных верхнедевонских-нижнекаменноугольных структур в его пределах.

4. Территория Сарысу-Тенизского водораздела, с широким развитием карбонатных образований, перспективна на обнаружение месторождений, тождественных месторождениям Миссисипской долины, района Три-Стейт и др.

5. Структуры Чингизского мегантиклинория исключительно благоприятны для локализации месторождений, приуроченных к начальным периодам геосинклинального развития (аналогов Уральских и Кавказских месторождений).

6. Особого внимания заслуживают районы развития древних толщ Казахстана, где выделены перспективные площади, благоприятные для локализации месторождений, аналогичных месторождениям Канады и северных штатов США.

7. В результате прогнозных работ выделены конкретные площади, в которых можно ожидать выявление пока не известных для Казахстана разнообразных металльных типов месторождений, и где геологическая обстановка сходна с уже известными месторождениями таких типов в ряде зарубежных стран и регионов Советского Союза.

Оценка выделенных металлогенических критериев полиметаллических месторождений Казахстана, связанных с вулканизмом, достаточно однозначно свидетельствует о их приуроченности к группе стратиформных месторождений полигенного происхождения в том понимании, который обосновали В.И.Смирнов (для подобных месторождений мира) и Г.Н.Щерба (для месторождений Казахстана).

Г.Р.Бекжанов, В.В.Давиденко, А.К.Терехов

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СЛОЖНОСТИ СТРОЕНИЯ  
УЧАСТКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНОГО ИСКОПАЕМОГО  
КАК ПОИСКОВОГО ФАКТОРА

Участки сложного строения прогнозируемых территорий всегда привлекали внимание геологов. Наряду с некоторыми дополнительными данными такие участки чаще других выделяются как площади первоочередных работ. В основе этого лежат следующие рассуждения. Чтобы возникло месторождение эндогенных руд необходимы совершенно определенные изменения вмещающей среды: или в форме осложнения складчатых структур, или в форме возникновения повышенных деформаций пород, или в виде интенсивного метаморфизма и т.д. Необходимость же сложного тектонического развития района месторождения признается едва

ли не всеми металлогенистами. К таким же выводам приводят и рассуждения несколько иного рода: месторождение полезного ископаемого является исключительным событием. Любое исключительное событие определяется специфическими характеристиками (для месторождения — это специфика строения вмещающего его участка земной коры), поэтому каждое месторождение является в сущности аномалией.

Подобное понимание месторождения полезного ископаемого как "хронической" аномалии предопределило выделение на прогнозных картах участков сложного строения и обусловило настоятельные их рекомендации к проверочным работам. Эти рассуждения сыграли главную роль в выборе комплекса поисковых работ, когда их различные виды были часто направлены на поиск и оконтуривание аномалии. Такой подход к месторождению породил возникновение принципа "исключительности" месторождения, который обусловил возникновение автоматического поиска рудных объектов. Перспективными площадями такого способа оценки всегда являются участки сложного строения.

На самом деле "преимущественная локализация месторождений полезных ископаемых в пределах участков сложного геологического строения" является лишь одной из гипотез размещения месторождений. Чрезмерное преувеличение значения любой из гипотез до создания теории рудогенеза может только задержать ее создание и принести ущерб практическим поисковым работам. Кроме того, отнюдь "неглобальная роль" этой гипотезы и, более того, ее несоответствие фактам было обнаружено нами при металлогенических и прогнозных работах в Казахстане.

Ограниченность применения "сложности строения" как решающего поискового фактора при оценке перспективности различных территорий на возможную локализацию эндогенной рудной минерализации будет показана на примере анализа условий локализации свинцово-цинковых месторождений Казахстана с использованием исходных геологических материалов средних масштабов.

Анализ существующих исходных материалов, используемых при прогнозировании, а также разбор принципов выделения подобных участков показал, что к таким следует отнести участки, характеризующиеся следующими свойствами:

- 1) длительной и сложной предшествующей "жизнью": тектоническим, геологическим и т.д. развитием;
- 2) интенсивным развитием разрывных нарушений, зон тектонических деформаций (трещиноватости, сланцеватости, дробления, межформационных расслоений);

3) повышенным развитием субвулканических тел, дайковых и жильных комплексов;

4) развитием геофизических и геохимических локальных аномалий.

Все названные свойства были нами использованы в качестве критериев оценки сложности строения участков месторождений. Более того, их число было значительно расширено за счет следующих критериев:

1) количество (набор) рудовмещающих пород (в пределах участка, содержащего месторождение);

2) количество (набор) околорудных изменений;

3) количество разновозрастных стратифицированных (в том числе и интрузивных) образований, контактирующих с участком, содержащим месторождение;

4) количество подстилающих стратифицированных образований.

Приуроченность участков к геофизическим аномалиям подсчитывалась отдельно для грави- и магнитометрических данных.

Геофизические и геохимические аномалии должны совпадать с участком месторождения или занимать не менее 50% его площади.

Общее число свойств, использованных в качестве критериев оценки сложности строения, составило 16 (табл. I). Для всех свойств, кроме контактирующих (подстилающих и перекрывающих) стратифицированных образований, исходным материалом послужили сведения, содержащиеся в публикациях и отчетных документах по конкретным месторождениям. Для характеристики свойства "сложность тектонического развития" использовались структурно-формационная карта Казахстана, тектонические колонки по зонам и подзонам, составленные Г.Т. Липичевым. При геофизической и геохимической характеристике участков месторождений были взяты результаты работ, выполненные для Казахстана Г.Р. Бекжановым и А.Е. Еремекбаевым. По этим материалам были охарактеризованы 118 свинцово-цинковых месторождений Казахстана. Для характеристики количества контактирующих толщ были выполнены специальные работы, для которых использовались сведения карт масштаба 1:200000. Этими свойствами охарактеризовано 77 месторождений. Результаты анализа приведены в табл. I (первый столбец).

Из приведенных данных можно сделать следующий вывод: анализ строения участков известных месторождений по названным критериям совершенно однозначно свидетельствует о резко преоблада-

ющем развитии месторождений в условиях с относительно простым строением. Этот вывод имеет существенное, по нашему мнению, значение. Учитывая его и основываясь на приводимых результатах, не следует придавать преимущественное значение (в пределах прогнозируемых площадей) участкам со сложным строением (и, тем более, ограничиваться только ими или сосредотачивать внимание только на них). Полученные результаты представляют определенный интерес для решения некоторых вопросов рудогенеза. Например, незначительная приуроченность двенадцати месторождений к областям, прошедшим в своем развитии один предшествующий тектоно-магматический период; одновременно еще меньшая (по числу месторождений) приуроченность к областям интенсивной тектонической жизни может быть использована для отрицания повышенной рудоносности блоков с продолжительным и активным тектоническим развитием, а также для подобного же отрицания повышенной перспективности блоков, формировавшихся в спокойной тектонической обстановке.

Намечается определенный тектонический "оптимум", состоящий из трех тектоно-магматических периодов, предшествующих рудовмещающему. Кроме того, надо отметить следующую особенность: подавляющее число месторождений свинца и цинка Казахстана располагается в пределах некоторых средних значений свойств, выбранных в качестве критериев сложности. Опять-таки, просто отметим, что и в этом смысле существует некоторое "оптимальное" по сложности строение участка.

Полученный вывод не является специфичным и свойственен только полиметаллическим месторождениям Казахстана. Для доказательства широкого распространения этого вывода нами были проанализированы наиболее известные месторождения Советского Союза (20 месторождений) и ряд зарубежных свинцово-цинковых месторождений (60 месторождений). Результаты анализа приведены в табл. I (вторая и третья графы; число критериев естественно разное).

Сопоставление данных по двум таблицам показывает их хорошее совпадение. Очень хорошо соответствуют 2, 3, 4, 7, 8, 10, 12 и 13 критерии, что и позволяет утверждать о том, что вывод о резко преимущественном развитии среди участков месторождений участков относительно простого строения справедлив, вероятно, для свинцово-цинковой минерализации значительного числа регионов, разобщенных в пространстве и крайне разных по строению.

Т а б л и ц а I

Характеристика сложности строения участка  
месторождения

Критерии	Значение критерия сложности строения месторождений (отн. %)		
	Казахстана	Советского Союза	зарубежных
I	2	3	4
I. Сложность тектонического развития как количество тектоно-магматических периодов, предшествующих рудовмещающему:			
один	11,0		
два	31,4		
три	46,5	Сведений нет	
четыре	16,9		
пять	4,2		
2. Количество толщ в пределах участка месторождения:			
одна	13,0	38,9	10,3
две	26,6	11,1	22,0
три	20,8	27,8	23,9
четыре	22,0	5,5	17,0
пять	10,4	5,5	17,0
шесть	5,8	11,1	5,0
семь	-	-	1,6
восемь	0,7	-	3,2
девять	0,7	-	-
3. Наличие различных типов окколорудных изменений в пределах участка месторождения: окколорудные изменения отсутствуют:			
	-	-	22,0
одного	1,2	33,3	10,3
двух	4,0	11,3	8,5
трех	7,8	-	20,4
четырех	22,0	38,9	5,1
пяти	24,8	5,5	-
шести	17,5	5,5	6,8

	I	!	2	!	3	!	4
семи			8,5		5,5		6,0
восьми			4,6		-		0,2
девяти			4,6		-		1,6
десяти			5,2		-		-
4. Количество подстилающих толщ:							
не установлено			34,0		Сведений нет		18,5
одна			43,9				49,0
две			19,2				27,8
три			2,7				4,7
5. Количество перекрывающих толщ:							
не установлено			13,3		Сведений нет		4,7
одна			42,5				55,8
две			20,6				22,0
три			15,0				20,0
четыре			5,5				-
пять			4,1				-
6. Приуроченность участка месторождения к зонам пересечения разломов			92,5		5,6		14,8
7. Приуроченность участка месторождения к областям интенсивного развития разломов			97,5		72,3		62,3
8. Приуроченность участка месторождения к областям интенсивного развития даек разного состава			42,3		33,3		25,0
9. Приуроченность участка месторождения к областям интенсивного развития малых интрузивов			44,0		-		-
10. Приуроченность участка месторождения к областям интенсивного развития субвулканических тел			6,7		16,7		4,9
11. Приуроченность участка месторождения к областям интенсивной сланцеватости			27,1		16,7		-
12. Приуроченность участка месторождения к областям интенсивной трещиноватости			88,6		72,3		70,5

	г I	!	2	!	3	!	4
13. Приуроченность участка месторождения к областям межформационных расслоений			35,6		50,0		27,9
14. Приуроченность месторождения к локальным гравиметрическим аномалиям			13,5				Сведений нет
15. Приуроченность месторождения к локальным магнитометрическим аномалиям			19,5				Сведений нет
16. Приуроченность месторождения к геохимическим аномалиям			11,9				Сведений нет

Не менее убедительные результаты получены при сравнительной характеристике сложности строения участков, содержащих месторождения полезных ископаемых, со всеми остальными участками прогнозируемой территории. Такие результаты представляют несомненный интерес для оценки рудных участков в отношении их "исключительности". Такая работа была выполнена для того, чтобы проверить полученные выводы путем сопоставления результатов, полученных при анализе непосредственно участков месторождений с результатами анализа сложности строения участков (нерудных) различных регионов Казахстана. Для этой цели были исследованы площади случайным образом выбранных 6 листов масштаба 1:200000 в пределах Центрального Казахстана. Принципы выделения безрудных и рудных участков идентичны. В табл. 2 приведены среднестатистические данные по всем листам (в пределах каждого листа анализировались 210-260 участков).

Сопоставление результатов оценки сложности строения рудных участков со всеми сравниваемыми участками (число их в обработке достигало 1500) показывает их достаточную сходимость, что однозначно свидетельствует об отсутствии "исключительности" месторождения и, как следствие, о неправомочности сосредоточения оценочных и прогнозных работ в пределах участков сложного строения.

Следует также добавить, что мы располагаем материалами и по работам масштаба 1:50000. Они также свидетельствуют о правомочности сделанного вывода. Здесь эти результаты мы не приводим. Укажем только, что анализ участков месторождений и всех остальных участков,

Таблица 2

Характеристика сложности строения безрудных участков

Критерии	Значение критерия, отн. %
1	2
1. Количество толщ:	
одна	16,2
две	28,2
три	20,1
четыре	21,1
пять	19,6
шесть	0,2
семь	0,3
2. Наличие различных типов околорудных изменений:	
околорудные изменения отсутствуют:	8,0
одного	40,5
двух	16,8
трех	14,2
четырех	7,5
пяти	2,0
шести	1,0
семи	9,0
восьми	9,1
3. Количество подстилающих толщ:	
одна	54,0
две	27,1
три	9,0
четыре	9,4
4. Количество перекрывающих толщ:	
одна	70,0
две	18,2
три	10,1
четыре	0,6
5. Приуроченность к зонам пересечения разломов	72,4
6. Приуроченность к областям интенсивного развития разломов	69,2

	1	2
7. Приуроченность к областям интенсивного развития даек разного состава		38,7
8. Приуроченность к областям интенсивного развития малых интрузивов		32,5
9. Приуроченность к областям интенсивного развития субвулканических тел		9,2
10. Приуроченность к областям интенсивной сланцеватости		30,2
11. Приуроченность к областям интенсивной трещиноватости		75,5
12. Приуроченность к областям межформационных расслоений		48,2
13. Приуроченность к локальным гравиметрическим аномалиям		52,7
14. Приуроченность к локальным магнитометрическим аномалиям		25,4

перспективы которых необходимо было оценить, по большинству из названных критериев, для Жайлыминской грабен-синклинали (Атасуйский район), Кень-Тюбинского района, Акбастау-Кусмурунского района приводит к абсолютно аналогичным результатам. Проведенная работа по анализу "форм выражения" месторождений Казахстана (свинца, цинка, меди) в геофизических полях, выполненная под руководством Г.Р. Бекжанова, показала, что из 1640 проанализированных локальных аномалий лишь к 16 (!) действительно приурочены месторождения полезных ископаемых.

Мы полагаем, что приведенные данные должны заставить с большой осторожностью говорить об "аномалиеобразующей роли" рудных объектов и приуроченности рудной минерализации к участкам сложного строения. Этот вывод должен учитываться при прогнозировании свинцово-цинковых месторождений Казахстана.

МЕТАСОМАТИТЫ КОКСАЙСКОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
И СООТНОШЕНИЕ ИХ С ОРУДЕНЕНИЕМ

Коксайское месторождение отличается от других медно-порфировых месторождений Джунгаро-Балхашской провинции широким развитием кварц-серпичитовых изменений, анализу которых и посвящена настоящая работа.

Месторождение приурочено к северной эндоконтактной части многофазного Коксайского массива гранитоидов, в составе которого выделяются следующие разновозрастные серии интрузивных пород (от древних к молодым): 1) габбро и габбро-диориты; 2) кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и плагиограниты; 3) гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры. Кроме того, выделяются жилы и неправильные тела аплитов и пегматоидных гранитов, дайки диабазов и диабазовых порфиритов, дайки кварц-роговообманковых диорит-порфиритов и биотит-кварцевых гранит-порфиров. Особую роль в становлении месторождения сыграли гранодиорит-порфиры, слагающие небольшой шток, обнажающийся в северной эндоконтактной рудоносной части Коксайского массива в виде дайкообразных апофиз. В южной части этого штока развиты своеобразные брекчиевые породы, впервые обнаруженные на месторождении А. И. Полетаевым и названные им "дистиллятогенными брекчиями". Эти брекчии, состоящие из обломков перечисленных выше гранитоидов, сцементированных тонкоперетертым микробрекчиевым материалом того же состава, что и крупные обломки, образуют на Коксае крупное трубчатое тело, имеющее в плане линзовидную форму с размерами 250x700 м. В брекчиях и гранодиорит-порфирах штока локализуется практически все известное на месторождении оруденение. Частично оно распространяется и в гранитоиды ранних интрузивных фаз, вмещающих брекчии и шток гранодиорит-порфиров с его апофизами. Рудная минерализация в пределах залежи сравнительно равномерно вкраплена в интрузивных и брекчиевых породах или же образует в них (совместно с нерудными минералами) сеть тонких переплетающихся между собой прожилков ("рудный штокверк").

Породы в пределах рудной залежи и по ее периферии подвержены интенсивному гидротермально-метасоматическому изменению (Полетаев, Сычев, 1973; Сычев, 1974). Среди метасоматических пород месторождения в порядке возрастного их развития выделяются: калишпат-биотитовые метасоматиты; березиты (с хлорит-кварц-серицитовой, кварц-серицитовой, серицитовой и монокварцевой фациями); раннее жильное ("штокверковое") окварцевание; жильная калишпатизация и биотитизация; околотрещинная березитизация; позднее жильное окварцевание и баритизация; прожилковая хлоритизация и карбонатизация.

Калишпатизация, являющаяся результатом раннего щелочного метасоматоза по Д.С.Коржинскому (1966), распространена на месторождении очень широко. Наиболее интенсивно она проявлена в плагиогранитах и градиобритах основной интрузивной фазы. Калишпат в этих породах последовательно замещает плагиоклаз с образованием метабласт и мелкозернистых агрегатов. Биотитизация развивается в завершающую стадию раннещелочного метасоматоза и отмечается на глубоких горизонтах месторождения преимущественно в породах диоритового ряда, где калишпатизация проявлена слабо или отсутствует вообще, что отмечается и на ряде других медно-порфировых месторождений (Полетаев, Нурбаев, Сычев и др., 1969). Синхронно или несколько опережая калишпатизацию в гранитоидах Коксайского массива повсеместно наблюдается альбитизация. Таким образом, на месторождении намечается самая ранняя парагенетическая ассоциация новообразованных минералов: альбит + калишпат + биотит.

Березиты впервые отмечены на месторождении А.Е.Шлыгиным и сыграли основную рудолокализирующую роль. По интенсивности изменения и пространственному положению по отношению к рудной залежи среди березитов можно выделить три фациальные зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю. Во внешней зоне изменения проявлены слабо и выражены в частичном замещении полевых шпатов гранитоидов серицитом с незначительной примесью альбита и кальцита и темноцветных минералов - хлоритом с примесью магнетита и пирита. Сульфидная минерализация здесь представлена убогой вкрапленностью пирита и халькопирита, приуроченных почти исключительно к темноцветным минералам. Устойчивой минеральной ассоциацией во внешней зоне березитов являются - серицит I + хлорит I + кальцит I + магнетит + пирит. Мощность зоны измеряется десятками и сотнями метров и не имеет четких границ.

В промежуточной зоне изменение пород более интенсивное. Плагиоклаз исходных гранитоидов и брекчий по ним полностью замещается микрочешуйчатыми агрегатами серицита с примесью криптозернистого кварца. Темноцветные минералы, ранее замещенные хлоритом, замещаются микропластинчатым вторичным биотитом, чаще мусковитом с примесью по трещинкам спайности лейкоксена, сфена, апатита, рутила, кварца. Характерной особенностью пород зоны является их значительная, а чаще полная перекристаллизация с появлением бластических структур и новообразованных минералов - кварца, мусковита, серицит-мусковита, рутила. Количество сульфидов здесь заметно увеличивается. Наиболее обильная сульфидная минерализация отмечается в разложившихся темноцветных минералах и в агрегатах серицита. Породы промежуточной зоны характеризуются следующим минеральным парагенезисом - кварц I + серицит I + мусковит I + рутил + пирит. Во внутренней зоне дальнейшее развитие интенсивности процесса кислотного выщелачивания приводит к образованию кварц-серицитовых метасоматитов с преобладанием в них кварца или серицита вплоть до появления монокварцевых или моносерицитовых метасоматитов. В строении зоны отмечается определенная зональность. Ядерная ее часть сложена монокварцитами, вокруг которых развиваются кварц-серицитовые метасоматиты, симметрично окружающие монокварцевые тела (мощность их не превышает 1,0-2,5 м, редко достигает 5,0-10,0 м) постепенно сменяются породами промежуточной зоны. Устойчивой минеральной ассоциацией в породах внутренней зоны является кварц II + хлорит II + рутил + пирит. И, наконец, в монокварцевых метасоматических телах устойчив парагенезис - кварц II + сульфиды. Выделенные зоны березитов носят несколько условный характер и отличаются друг от друга преимущественно по степени метасоматического преобразования исходных пород. Границы между выделенными зонами очень расплывчаты и часто имеют сложное строение.

Штокверковое окварцевание проявилось на месторождении в стадию понижающейся кислотности и нейтрализации растворов. Оно выражено в развитии прожилков серого "штокверкового" кварца, образующих штокверковые зоны, сопровождающиеся богатым оруденением. Жильное окварцевание отчетливо наложено на рассмотренные выше березиты независимо от того по каким породам они образовались. Сульфиды в прожилках кварца представлены вкрапленностью и тонкими жилками халькопирита, реже пирита и тонкодисперсного молибденита. Становление штокверкового кварца с образованием многочисленных взаимопересекающихся (вет-

вляться), реже субпараллельно ориентированных маломощных прожилков (средняя их мощность не превышает 3,0-5,0 мм) и закончился основной этап метасоматоза и рудообразования на месторождении.

**Жильная калишпатизация и биотитизация.** Дальнейшее развитие гидротермального метаморфизма на месторождении связано с внедрением даек и активизацией гидротермальных растворов. Этот процесс сопровождался появлением "новой" слабой волны кислотности-щелочности. Щелочной метасоматоз проявился прежде всего в появлении прожилков калишпата и биотита (последний особенно интенсивно развит в дайках диорит-порфиритов, а также диоритах основной интрузивной фазы).

Околотрещинная березитизация с образованием зонк кварц-серицитового изменения вокруг поздних кварц-молибденит-халькопиритовых, кварц-халькопиритовых и пиритовых прожилков является примером околотрещинного диффузионного метасоматоза с последовательным выщелачиванием магнезиально-железистых минералов. Этот тип локального околотрещинного метасоматоза, отчетливо наложенный на описанные фации березитов, обусловлен "постдайковыми" слабокислыми растворами и внешне выражается в осветлении вмещающих гранитоидов вдоль трещин, по которым циркулировали растворы. Мощность таких зонк колеблется от первых миллиметров до 5-10 см и лишь иногда увеличивается до 0,5-1,0 м.

**Жильное окварцевание и баритизация.** Вслед за образованием зонк кварц-серицитового изменения на месторождении произошло отложение жильного "гребенчатого" кварца с полисульфидной минерализацией и баритом. Серо-белый "гребенчатый" кварц образует самостоятельные кварц-баритовые или же сложные по составу кварц-барит-хлорит-кальцитовые прожилки с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом и молибденитом. Прожилки кварца и барита пересекают практически все породы месторождения. Они отмечаются как в гранитоидах и брекчиях по ним, так и во вмещающих осадочных и эффузивно-пирокластических образованиях карбона.

Жильной хлоритизацией и карбонатизацией завершается гидротермальный процесс и рудоотложение на месторождении с образованием кальцитовых или хлорит-кальцитовых прожилков с халькопиритом или без него.

Таким образом, на месторождении установлена этапность, или цикличность в развитии метасоматических процессов. В каждом конкрет-

ном случае метасоматические процессы заканчиваются отложением жильного кварца и в заключительную стадию прожилков хлорита и кальцита. Отличие этих двух циклов лишь в масштабах проявления изменения и, соответственно, масштабах оруденения. В первом случае в метасоматическую переработку вовлечены большие массы рудовмещающих пород с образованием площадных ореолов хлорит-кварц-серицитовых метасоматитов и с ними связано промышленное молибденово-медное оруденение. Во втором — околотрещинная березитизация наложена на основные метасоматиты локально, а связанные с ними полисульфидная минерализация не представляет промышленного интереса. В генетическом отношении (по минеральному составу и структурным особенностям) метасоматиты Коксайского месторождения наиболее близки к метасоматитам известной группы Алмаыкских месторождений и медно-молибденовых месторождений Тувы. Зоны развития хлорит-кварц-серицитовых и кварц-серицитовых фаций измененных пород типа березитов с наложенным на них штокверком кварца обычно пространственно совмещены с участками развития промышленного молибденово-медного оруденения и могут быть использованы в качестве одного из критериев при поисках "слепых" рудных тел и аналогичных месторождений в Бижэ-Коксайском районе Южной Джунгарии и всей Джунгаро-Балхашской провинции.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов. В кн. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". М., "Недра", 1966.
2. Полетаев А.И., Нурбаев З.М., Сычев В.И., Федорова О.В., Шинкарев Г. О соотношении гидротермально-измененных пород и оруденения на Медном Коунраде. Критерии рудоносности метасоматитов (Материалы к симпозиуму). Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1969.
3. Полетаев А.И., Сычев В.И. Гидротермально-измененные породы Коксайского молибденово-медного месторождения. Сб. Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1973.
4. Полетаев А.И., Варнавских Б.Е., Сычев В.И., Федорова О.В. Минеральный состав руд Коксайского медно-порфирового месторождения. Сб. Материалы по минералогии Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1974.

Б. С ы ч е в В.И. Последовательность постагматического минералообразования на молибденово-медном месторождении Коксай. Сб. Геология, закономерности размещения и условия локализации месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа. 1974.

Н.Б.Иванов, А.М.Марьин, Р.А.Губайдулин

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ИЗБИРАТЕЛЬНОЙ РЕГЕНЕРАЦИИ  
РУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АЛЕКСАНДРОВСКОМ  
(ЗЫРЯНОВСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Александровское месторождение расположено в северо-западной части Греховского рудного поля. Руды залегают в пределах туфогенной псефито-песчаниковой и туфогенной алевролитовой пачек ревнюшинской свиты. Оруденение размещается в крутопадающих зонах расщепления северо-западного направления, имеющих резко дискордантную позицию по отношению к залеганию ревнюшинской свиты. Оно локализуется в четырех залежах: центральной медной, северо-восточной полиметаллической, северо-восточной медной и юго-западной полиметаллической. По вещественному составу руды в основном колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные (А.М.Марьин, А.М.Мысник и др., 1974). Зональность околорудных метасоматитов выглядит следующим образом: зона биотита, практически лишенная рудной минерализации; зона хлорита и медной, иногда - цинково-медной минерализации; зона серицита + кварца и свинцово-цинковой минерализации. Кроме того, на месторождении широко развиты руды кварцево-жильного типа колчеданно-полиметаллического состава, рассекающие все выделенные нами метасоматические зоны. В шлифах отмечены случаи рассечения темных дворинок пирита и реже - сфалерита, входящих в состав руд, подчиненных зональности, новообразованными чешуями биотита и новообразования биотита по околорудному хлориту.

Наличие признаков пострудных прогрессивных процессов позволило в свое время М.Г.Лисамутдинову сделать вывод о проявлении пострудной биотитизации, которая им связывалась с проявлением интрузивного магматизма в пострудный период (Лисамутдинов, 1956).

Мы полагаем иное объяснение генезису новообразований биотита. Так, рудный метасоматоз, протекавший в обычных регрессивных условиях, неминуемо должен был вызвать процессы, препятствующие понижению внутренней энергии системы (Рудник, Казицын, 1968). Вероятнее всего, именно такую природу и имеют новообразования биотита. Более того, можно предположить, что спонтанный характер самовозбужденного прогрессивного процесса привел к регенерации, а затем и к переотложению части рудного вещества в виде руд кварцево-жильного типа. На это указывает отсутствие новообразований биотита в рудах кварцево-жильного типа, а также ксенолиты биотитизированных пород ранней генерации в кварцевых жилах, несущих оруденение кварцево-жильного типа. Обращает на себя внимание избирательный характер процесса регенерации, которой в основном подвергается только медное оруденение.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что при отсутствии вблизи месторождений крупных центров интрузивного магматизма правильнее рассматривать месторождения, претерпевшие пострудные изменения прогрессивного характера, не как частично регенерированные, а как частично "авторегенерированные", т.е. характер самовозбуждающегося прогрессивного процесса в ряде случаев приводит к переотложению рудного вещества в виде руд кварцево-жильного типа, широко развитых на рудных полях Рудного Алтая.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

З о р и н Е.С., А х а н о в Ж.У. О новом проявлении стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Центральном Каратау. . . . .	3
Д у д и к А.М. О позднегерцинском полиметаллическом оруденении в Каркаралинском рудном районе. . . . .	6
С о р о к и в с к и й М.Г. Геолого-минералогические особенности и условия локализации Гусляковского месторождения на Алтае. . . . .	II
Л е в ч е н к о В.А. Краткая петрографическая характеристика главных литологических разностей рудовмещающей толщи Ревнюшинской антиклинали (Зыряновский рудный район). . . . .	18
Л е в ч е н к о В.А. Литофациальный анализ отложенный рудовмещающих (ревнюшинской и маслянской свит) Зыряновского рудного района. . . . .	27
Л о с ь В.Л., И с с е в а М.Д. К методике определения интенсивности процесса гидротермального изменения пород (на примере Лениногорского грабена). . . . .	36
С а ф а р г а л и е в Б.Г. Динамотермальный метаморфизм барит-полиметаллических руд месторождения Карагайлы (Центральный Казахстан). . . . .	44
Л о с ь В.Л., И с с е в а М.Д. Некоторые данные о характере геохимического поля свинца в пределах Лениногорского грабена. . . . .	49
Л о с ь В.Л. Геохимическая характеристика рудовмещающих отложений Зыряновского района. . . . .	61
Г е н а т у л и н А.М., Т о л о ч к о В.В. К учету влияния фактора окисленности руд на оценку минерализованных зон. . . . .	59
Б е к ж а н о в Г.Р., Д а в и д е н к о В.В., Т е р е х о в А.К. Металлогеническая и прогнозная оценка полиметаллической минерализации Казахстана, связанной с вулканизмом. . . . .	68

Бекжанов Г.Р., Давиденко В.В., Терехов А.К. О возможности использования слож- ности строения участка месторождения полезного иско- паемого как поискового фактора. . . . .	76
Сычев В.И. Метасоматиты Коксайского медно- порфирового месторождения и соотношение их с орудене- нием. . . . .	86
Иванов Н.Б., Марьин А.М., Губаи- дулин Р.А. О возможных причинах избирательной ре- генерации рудного вещества на месторождении Алексан- дровском (Зыряновский рудный район). . . . .	90

ГЕОЛОГИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Редактор  
Техн. редактор

Г. Ж. Макашева  
С. П. Геллер

УТ 26048. Подписано к печати 29/ХП-76. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. 5,9 л.  
Уч.-изд. 5,0 л. Тираж 500 экз. Цена 50 коп. Заказ № 6

---

Отпечатано на ротаринте ОНТИ КазИМСа, г. Алма-Ата, К. Маркса, 105

Цена 50 коп.

1887