Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им.Г.В.Плеханова,
1987, т. 111

УДК 550.84:553.061.12

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ОЦЕНКАХ ОРУДЕНЕНИЯ НА ГЛУБИНУ

Т.И.НЮППЕНЕН

Как известно, геохимическая зональность первичных ореолов выражается в изменении качественного состава ассоциаций или количественных соотношений элементов – индикаторов в пределах зоны оруденения и является одним из важнейших параметров, широко используемых при прогнозировании и оценках масштаба скрытого оруденения на глубину по материалам геохимических исследований. Общая схема выявления геохимической зональности, определения показателей зональности, оценки уровня эрозионного среза и подсчета прогнозных ресурсов вновь выявленного оруденения на основе зональности обоснована теорией подобия однотипных рудных объектов [4,15] и в принципе возражений не вызывает.

Однако в практике использования этой схемы еще нередки случаи неверного прогноза и ошибочных оценок. Материалы по зональности первичных ореолов золоторудных месторождений, собранные нами, показывают, что сходство геохимической зональности и геометрического подобия месторождений даже в рамках одной рудной провинции и одного рудного формационного типа соблюдаются далеко не всегда.

Многолетние исследования генетической природы и причин зонального распределения элементов в пределах зоны рудное тело (месторождение) – его первичный ореол детально проанализированы и обобщены [2,5,10]. Показано, что в основе зонального распределения элементов лежит механизм осадочно-хроматографического отложения как следствие термодинамических свойств элементов и их миграционно-способных комплексов. Можно полагать, что вывод этот справедлив, но определяет порядок отложения элементов в период одного акта рудоотложения из одной порции "единого универсального гидротермального раствора" [10] или при кристаллизационно-кинетической дифференциации рудного расплава [9], т.е. для условий, когда зональность может быть отнесена к моноасцендентной.

Процессы гидротермального рудообразования, однако, чаще всего полистадийны, что приводит к телескопированию элементных и минеральных ассоциаций, превалирующих в каждой стадии, а следовательно, к нарушению общего порядка в распределении элементов. Поэтому при прогнозных оценках оруденения представляется необходимым интерпретировать результаты геохи-

мических исследований на основе генетической модели процесса рудообразования. Любая генетическая модель полистадийного гидротермального рудообразования должна объяснить причины длительности процесса, его прерывистости и цикличности, т.е. перемежаемости во времени проявлений гидротермального изменения вмещающих пород и самого рудоотложения.

Наиболее полно и убедительно эти причины обсуждаются на базе модели Уайта - Кигая [6], которая предполагает активизацию и отделение рудообразующих компонентов от источника в форме летучих газо- или парообразных продуктов с последующей их трансформацией в гидротермальный раствор. Действительно, в эндогенных условиях переход элементов в подвижное состояние и их отделение от материнского субстрата определяется внутренними свойствами самих элементов или их простейших соединений: сернистых или фтористых, хлоридов или гидратов. Комплекс внутренних свойств атомов или ионов элементов или их простейших соединений фокусируется и наилучшим образом проявляется в их летучести, количественным показателем которой могут служить температуры кипения или испарения.

При обсуждении роли этих свойств элементов и их простейших соединений в образовании рудных месторождений было установлено, что хотя летучие соединения металлов в форме хлоридов, фторидов, гидратов и, частично, сернистых соединений играют существенную роль в процессе рудообразования, их количества недостаточно для формирования значительных объемов рудного вещества. Следовательно, наиболее рационально обсуждать вопросы полигенного рудоотложения с позиций двухфазной модели Д.Уайта [6].

Пользуясь справочными данными о температурах кипения элементов [8] и сведениями о генетической природе и формах проявления некоторых геологических образований, наблюдаемых в природе, можно составить схему (табл.I), которая отражает наиболее общую закономерность в распределении элементов: чем ниже температуры кипения элементов, тем обширней зоны их эпигенетического проявления и тем дальше они переносятся от очага (принцип центробежности). Конкретным выражением этого принципа является известный ряд зональности В.Эммонса [I4] и общая схема зонального распределения элементов Н.И.Сафронова [I3].

Таблица 1

Роль термических свойств элементов в геологических процессах

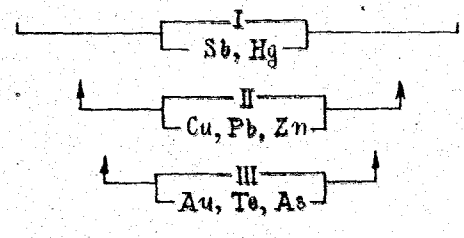
Элемент	Температура кипения, °С	Основные виды проявления в природе (границы условные)
H_2	-252,9	Поля метасоматического и метаморфического преобразования пород под влиянием газовых эманаций
F_2	-187	
Cl_2	- 34,6	
Hg	357	Обширные зоны мелкозернистой и мелкокристаллической пиритизации с повышенными содержаниями Hg и As как продукты воздействия парогазовых систем
S	444,6	
As	610	

Окончание табл. 1

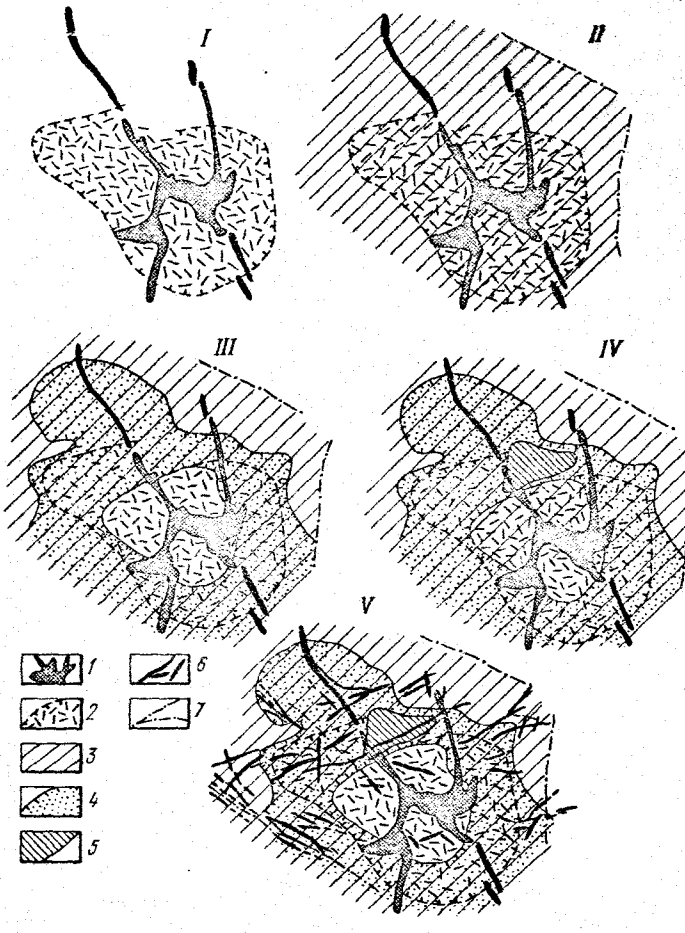
Элемент	Температура кипения, °С	Основные виды проявления в природе (границы условные)
Rb	679	Локальные зоны калишпатизации, ослюденения пропилитизации, хлоритизации как продукты действия разбавленных гидротермальных растворов (пропаривания)
Se	680	
Cs	690	
Cd	765	
K	774	
Na	892	
Zn	907	
Mg	1107	Гидротермальные кварц-полевошпатовые, кварц-баритовые, кварц-карбонатные жилы и зоны прожилкования с галенитом и сурьмяно-висмутовой минерализацией
Ba	1140	
Sb	1440	
Sr	1470	
Ca	1487	
Pb	1744	
Ag	2212	Зоны и штокверки скарнов или грейзенов, жилы с кварц-оловорудной минерализацией вблизи интрузивных штоков
Sn	2270	
Si	2287	
Cu	2595	Вкрапленность, гнезда, жилы, линзы сплошных и брекчиев медно-никелевых руд из рудных расплавов или насыщенных растворов в материнских массивах или их приконтактовой области
Ni	2732	
Au	2966	
Co	3000	
Nb	3700	Скарны, грейзены, акцессорная вкрапленность в материнских породах и непосредственной близости от них
Zr	4325	
Mo	4804	
Ta	5292	
W	5920	
Платиноиды	4227-5300	

Примером, подтверждающим правомочность такого обобщения, могут служить данные по зональности и стадийности формирования золоторудного месторождения Дарасун. Известно, что гидротермально и метасоматически измененные породы с редкой вкрапленностью пирита и слабо повышенным содержанием золота занимают здесь площадь 600 км^2 [II]. В контуре этой аномалии, определяющей рудный узел, находится само Дарасунское месторождение, формирование которого происходило в последовательности (рисунок), обоснованной в 1947 г. Д.А.Зенковым [I6].

Сходная картина усматривается и в истории формирования одного из рудных полей или даже узлов на Тянь-Шане, где отмечено единство сурьмяно-ртутной, полиметаллической и золоторудной минерализации при следующей стадийности и зональности [I]:



Нетрудно заметить, что основная тенденция в проявлении минерализации уменьшение в плане (и объеме – Т.Н.) продуктов последовательных стадий при соответствующем увеличении концентрации привносимых компонентов. Об этом свидетельствуют и многочисленные данные по оценкам температур минералообра-



Последовательность (I-У) зонально-концентрического размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском рудном поле (по Д.А.Тимофеевскому [17] в интерпретации автора)
1 и 2 – плагиогранит-порфиры с брекчиями взрыва и синхронная с ними зона распространения кварцево-турмалиновой с пиритом минерализации; 3 – проявления пирит-арсенопиритовой минеральной ассоциации; 4 – проявление полиметаллической минеральной ассоциации; 5 – зона распространения сульфоантимонитовой минеральной ассоциации; 6 – проявление золотоносных кварцево-сульфидных жил; 7 – тектонические нарушения (предшествующие изменения пород и проявления заключительной кварц-карбонатной стадии не показаны)

зования основной массы колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд и их золотоносности [3].

Таблица 2

Основные типы колчеданных месторождений и их относительная золотоносность

Стадия	Руда (тип)	Температура минералообразования, °С	Соотношение золотоносности по	
			количеству проявлений	содержаниям
Ранняя	Колчеданная или медно-колчеданная	500-400	1	1
Средняя	Колчеданно-полиметаллическая	400-250	2	3
Промежуточная	То же	280-150	5	6
Поздняя	Полиметаллическая	200-160, 130-80	7	14

Данные табл.2 наглядно свидетельствуют о последовательном качественном изменении состава рудообразующей фазы во времени, прерывисто-пульсационном характере процесса рудообразования [14] и последовательном смещении рудогенерирующего очага на глубину. О смещении источника рудообразующей фазы на глубину можно судить по следующим фактам:

1. В последовательно проявляющихся стадиях оруденения, как правило, увеличивается доля элементов, требующих для перехода в миграционно-способное состояние более высоких температур. Накопление тепла в очаге идет в закрытой системе, которая тем устойчивей, чем больше перекрывающая очаг покрышка.

2. Продукты поздних фаз занимают все более и более локализованные пространства в зоне рудоотложения, т.е. отдельные трещины и полости. Фронтальное проникновение парогазовой фазы или растворов для них нехарактерно. Такие условия отвечают удаленным от очага участкам земной коры.

3. Температуры минералообразования поздних фаз всегда меньше соответствующих температур отложения более ранних продуктов, что, по нашему мнению, свидетельствует о длительном пребывании флюида в зоне транспорта, т.е. большом пути, пройденном к месту рудоотложения. Неслучайно, по-видимому, не удается обнаружить какой-либо связи явно гидротермальных месторождений флюорита, ртути и других элементов, включающих карбонатные минералы, с интрузивами и они признаются "бескорневыми".

Такая трактовка процесса полигенного ореоло- и рудообразования, по существу, отвечает схеме, в которой можно усмотреть проявление своеобразной "геохимической или температурной инверсии": чем ниже температуры гидротермального рудоотложения, тем больше энергетический уровень рудогенерирующего очага, а следовательно, степень концентрации рудного компонента и тем дальше место рудоотложения удалено от него.

Общий порядок распределения минеральных ассоциаций в природе будет отвечать температурной зональности Эммонса или обобщенному универсальному геохимическому ряду зональности Григоряна – Овчинникова. В частных случаях, в месторождениях, сформировавшихся в результате полигенного или полистадийного процесса, отложение продуктов отдельных стадий определяется условиями тектонической подготовки области рудоотложения. Продукты более поздних стадий с равной вероятностью могут отлагаться в верхней, средней и нижней частях ранее минерализованной зоны, пронизывать ее всю или отойти в сторону. И, несмотря на то, что в рамках каждой отдельной стадии элементные и минеральные ассоциации будут распределяться в полном соответствии с законами термодинамики, т.е. механизмом осадочно-хроматографического рудоотложения, полных аналогий условий рудообразования нет. В результате, многие факты, наблюдаемые в природе, а равно и результаты геохимических исследований не укладываются в привычные схемы и каноны рудогенеза. Нам представляется, что значительная часть их может быть понята и объяснена, если при интерпретации принять во внимание следующие положения:

Генератором рудообразующих процессов являются магматические очаги, претерпевающие стадию анатектиса или полного переплавления ранее сформировавшихся геологических образований.

2. Тепловая энергия, заключенная в магматическом очаге, на момент разгрузки может быть оценена из выражения [7]:

$$E = v\rho(Ct + \beta),$$

где v – объем извергнутой магмы (переплавленного субстрата); ρ – ее плотность; C – удельная теплоемкость; t – температура; β – теплота плавления.

3. Количество того или иного элемента, перешедшего в миграционноспособное газо- или парообразное состояние, должно быть пропорционально его содержанию в перерабатываемом теплом субстрате, температуре кипения и энергетическому уровню очага.

4. Тепловая разгрузка в виде газообразной, парообразной или гидротермальной фазы происходит периодически (пульсами), либо при разгерметизации системы в силу превышения давления перекрывающих толщ (конвективный тепломассоперенос), либо при резких подвижках земной коры, кратковременно и обратимо снижающих давление в системе.

5. Развитие таких пульсирующих очагов – генераторов рудообразующей фазы во времени смещается на глубину.

6. Вследствие повышенной летучести кислотных компонентов – H_2S, HCl, H_3BO_3, которые первыми переходят в газовую фазу, и малой летучести SiO и Ca, накапливающихся в остаточном конденсированном растворе, процесс обычно начинается с кислотно-метасоматического преобразования пород, проходит периоды раннего и основного рудообразования и заканчивается отложением кварцевых и кварц-карбонатных минеральных агрегатов, т.е. отвечает полному циклу кислотно-основного метасоматоза Д.С.Коржинского.

Не возвращаясь к обсуждению изложенных выше положений, отметим некоторые их следствия, нередко наблюдаемые в природе:

I. Обширные поля метасоматических преобразований, пропилитизации, хлоритизации и др. изменений предшествуют рудообразованию [6] и могут расцениваться как отдаленные провозвестники последующих рудных процессов, не всегда, кстати, реализовавшихся.

2. Зоны мелкокристаллической эпигенетической пиритизации и слабоповышенных содержаний ртути, мышьяка, серебра, сурьмы и других подвижных элементов представляют собой дорудные ореолы, образовавшиеся из сернистой газовой фазы. Рудные тела и жилы, как правило, наложены на них и секут такие зоны.

3. Собственно первичные ореолы рудных тел или жил, сформировавшиеся одновременно с отложением основной массы промышленных руд, нередко имеют весьма ограниченные размеры.

4. Поскольку формирование геохимических аномалий, которые нередко ошибочно воспринимаются и интерпретируются как первичный ореол месторождения или рудного тела, и самих руд разорвано во времени, то руды и подобные "ореолы" могут быть разобщены и в пространстве.

На основании изложенного мы приходим к выводу, что при интерпретации результатов геохимических исследований в случае полистадийного оруденения прогнозы и оценки ресурсов могут быть успешными только тогда, когда выявлены и правильно оценены стадии рудоотложения, выделены и определены ассоциации элементов, превалирующих в каждой из выделенных стадий, и наконец, достаточно полно и правильно определены порядок и пространственные условия отложения элементов из соответствующих порций рудообразующей фазы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адышев М.М., Давлетов И.К., Богдецкий В.Н. Минералого-геохимические критерии поисков эндогенного оруденения в Тянь-Шане. - В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе, Илим, 1975, с. 30-33.

2. Голубев В.С., Гарибянц А.А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., Недра, 1968. 191 с.

3. Горжевский Д.И. О золотоносности свинцово-цинковых месторождений. - Тр. ЦНИГРИ, 1970, вып. 87, с. 98-108.

4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1983. 191 с.

5. Квятковский Е.М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1977. 189 с.

6. Кигай И.Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1973. Т. 2, с. 7-34.

7. Ковалев Г.Н. К вопросу об энергетике активного вулканизма. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 11-16.

121768

8. Краткий справочник по геохимии. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Недра, 1977. 184 с.

9. Нюппенен Т.И. Зональность рудных тел и первичных ореолов месторождений эпигенетических медно-никелевых руд Кольского полуострова. – Зап. ЛГИ, 1974, т. 64, вып. 2, с. 30–36.

10. Овчинников Л.Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. – В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогения. Новосибирск, Наука, 1976, с. 29–35.

11. Питулько В.М., Резников И.Н., Ульянов Н.К. Литохимические методы съемки и поисков. Л., Недра, 1985. 199 с.

12. Проблемы эндогенных месторождений / Под ред. В.И.Смирнова. М., Мир, 1960. Вып. 1. 388 с.

13. Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., Недра, 1971. 216 с.

14. Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений. – Изв. АН СССР, сер. геолог., 1937, № 6, с. 1070–1082.

15. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., Недра, 1985. 294 с.

16. Тимофеевский Д.А. О первичной зональности на примере Дарасунского месторождения Восточного Забайкалья. – Тр. ЦНИГРИ, 1959, вып. 31, с. 46–72.

17. Тимофеевский Д.А. О типах эндогенной зональности в золоторудных месторождениях. – Изв. ТПИ, 1970, т. 239, с. 146–152.