

К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ТУХМАНУКСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

© 2000 г. М.С.Акопян, Ш.В.Хачатрян, Р.Л.Мелконян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр.Маршала Баграмяна 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 2.10.2000.*

На основании геологических и изотопно-кислородных данных рассмотрены некоторые вопросы генезиса Тухманукского месторождения. Установлено, что в процессе становления месторождения функционировали гидротермальные системы двух типов – направленно движущихся растворов (отложение кварц-полевошпатовой, кварцевой, кварц-халькопиритовой парагенетических ассоциаций) и конвективно-циркуляционная система (отложение ассоциаций от кварц-пиритовой до кварц-карбонатной). Ранние безрудные ассоциации отлагались из магматогенных растворов, а все последующие ассоциации – из смеси магматогенных растворов и метеорной воды, играющей роль геохимического барьера. Интрузивные, даечные и субвулканические образования, обнажающиеся в районе месторождения, по ряду причин не могли являться источником рудоносных растворов Тухманукского месторождения. Источником гидротермальных растворов могло быть не обнажающееся на поверхности гипабиссальное тело гранит-гранодиоритового состава. Формирование месторождения происходило в континентальных условиях, в позднеэоценовое-доплиоценовое время.

Тухманукское месторождение было выявлено в 1977г. сотрудниками Управления геологии республики в процессе проведения геолого-поисковых исследований в Арагацком районе. В результате дальнейших поисково-оценочных работ были установлены основные особенности геологического строения месторождения, структурные условия локализации оруденения, морфология рудных тел и др. Изучение минералого-геохимических особенностей руд позволило выделить парагенетические ассоциации минералов – пирит-халькопиритовую, золото-халькопирит-сфалерит-галенитовую, золото-арсенопиритовую, антимонит-буланжеритовую, соответствующие, по мнению авторов, аналогичным стадиям минерализации [3]. Исходя из состава, структурно-текстурных и геохимических особенностей руд, месторождение было отнесено к золото-полиметаллической формации, сформированной на средних-малых глубинах при средних-низких температурах [3]. Что касается генезиса месторождений, то отмеченные авторы связывают его, как и месторождения других формационных типов этого района – железорудные, медные, молибденовые, полиметаллические, редкометальные с гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами олигоцен-нижнемиоценового возраста. Следует однако отметить, что в пределах месторождения гранитоидные образования указанного возраста до настоящего времени не обнаружены.

Резюмируя вышеизложенное, нетрудно заметить, что ряд вопросов генетического порядка, в частности, о связи оруденения с конкретным магматическим комплексом, механизме формирования месторождения, об источнике воды гидротермальных растворов, типе гидротермальной системы и др. остаются не выясненными.

Целью настоящей работы является освещение указанных вопросов на основании результатов геологических и геохимических (изотопно-

кислородных) исследований.

Краткая геологическая характеристика месторождения

Тухманукское месторождение находится в пределах СЗ части Цахкунк-Зангезурской структурно-металлогенической зоны в 2.5-3 км к ВЮВ от с.Меликгюх. В его геологическом строении участвуют породы широкого возрастного интервала – от верхнего протерозоя до четвертичного периода.

Верхнепротерозойские образования представлены аподиабазовыми и апогаббровыми амфиболитами и секущими их трондъемитами и гранитогнейсами, слагающими северную и северо-восточную части рудного поля. Наиболее широким развитием пользуются юрские вулканиты апаранской серии – спилиты, вариолиты, диабазы лусагюхской свиты, туфотурбидиты тухманукской свиты, вулканогенные (лавы, лавобрекчии базальтов, базальтовых андезитов и др.), вулканогенно-обломочные образования мирак-менсарской свиты, общая мощность которых доходит до 6 км [1]. Различные части указанного разреза секутся раннемиоценовым Миракским тоналитовым интрузивом, а также дайками и неправильной формы телами субвулканической фации, представленными диорит-порфирами, спессартитами, гранодиорит-порфирами, риолитовыми порфирами (кварцевые порфиры). Верхняя возрастная граница указанных пород прямыми геологическими взаимоотношениями не определяется, однако наблюдается пересечение риолитовых порфиров дайками гранодиорит-порфиров. Согласно результатам К-Аг датировки изотопный возраст риолитовых порфиров, по данным В.А.Агамаяна, составляет 93.5 ± 1.9 Ма, а гранодиорит-порфиров – 87.5 ± 2.4 Ма. Нередко наблюдается ассоциированность оруденения с указанными дайками, причем во всех случаях последние являются дорудными образованиями. Гранитоидные образования более молодого возраста в районе месторождения к настоящему времени не обнаружены.

В северной части рудного поля, севернее и восточнее с.Сипан, верхнепротерозойские и юрские образования трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются фаунистически датированными верхнемиоценовыми осадочными отложениями (мощность – 200 м), представленными полимиктовыми конгломератами (в.коньяк), известняками и известковыми песчаниками (сантон-маастрихт).

Наиболее молодые образования – плиоценовые вулканиты кислого состава, а также четвертичные аллювиально-делювиальные отложения обнажаются соответственно в районе массива г.Дамлик и Миракского интрузива. Рудовмещающими породами являются главным образом юрские вулканиты и тоналиты Миракского интрузива, которые подвергнуты гидротермальным изменениям (березитизация, аргиллизация и др.) различной интенсивности. Оруденение представлено кварц-сульфидными жилами и прожилками, оруденелыми зонами. Мощность отдельных жил доходит до 1.8 м. Зоны гидротермально измененных пород приурочены в основном к Анкаван-Меликгюхскому и Миракскому разломам и оперяющим их структурам более низкого порядка, преимущественно северо-восточного простирания. Мощность зон колеблется от первых метров до 100-150 м. Протяженность их находится обычно в пределах первых сотен метров. Наблюдается определенная связь между мощностью зон и глубиной эрозионного среза. Сверху вниз мощность зон увеличивается. В том же направлении, по данным В.А.Агамаяна, происходит смена фаций метасоматитов и состава парагенетических ассоциаций минералов. Наиболее высокие части зон, где они затухают, представлены кварц-халцедоновой ассоциацией в ви-

де общего окремнения. Ниже они сменяются кварц-халцедоновыми жилами, в которых постепенно увеличивается содержание анкерита вплоть до чисто анкеритовых разностей, в свою очередь сменяющихся кварц-анкеритовыми жилами. На этом уровне уже появляется вкрапленность пирита, реже — полиметаллов. Собственно продуктивный срез рудных зон располагается ниже и представлен анкерит-кварцевыми жилами с богатым сульфидным оруденением и вкрапленностью самородного золота.

Минералогическое исследование руд (Ш.В.Хачатрян) позволило уточнить ранее выделенный ряд парагенетических ассоциаций [3], который нами представляется в следующем виде: кварц-полевошпатовая, кварцевая (безрудная), кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-золото-полиметаллическая, кварц-пирит-золото-арсенопиритовая, кварц-антимонит-буланжеритовая, кварц-карбонатная.

Обсуждение результатов изотопно-кислородных исследований

Изотопно-кислородным исследованиям подвергнуты кварцы различных парагенетических ассоциаций, определены температуры их кристаллизации (гомогенизация газовой-жидких включений), рассчитаны значения $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов и равновесные с растворами значения $\delta^{18}\text{O}$ рудовмещающих пород (табл.1). Изотопные данные представлены в значениях $\delta^{18}\text{O}$ относительно стандарта SMOW в промиллях; погрешность изотопного анализа составляет $\pm 0.1\%$.

Известно, что изотопный состав кислорода гидротермальных кварцев, как и любого другого кислородсодержащего минерала, зависит от двух величин: от температуры их кристаллизации и изотопного состава воды растворов. Изотопные составы вод рассчитаны по экспериментально установленной зависимости фракционирования от температуры в системе кварц-вода [6]. Поскольку вода является основным компонентом рудообразующих растворов, то обычно эволюцию гидротермального процесса рассматривают по вариациям изотопного состава воды. При становлении гидротермальных рудных месторождений, по мере понижения температуры процесса рудообразования, наблюдается облегчение изотопного состава кислорода воды растворов. Это обычно объясняется изотопным обменом между растворами и рудовмещающими породами. Однако, часто аналогичный эффект возникает также в результате смешения с магматогенными растворами поверхностных вод, и поэтому для однозначной интерпретации облегчения изотопного состава воды растворов необходимы дополнительные критерии. Эта проблема нами была решена при исследовании Каджаранского медно-молибденового месторождения сопоставлением значений $\delta^{18}\text{O}$ воды рудоносных растворов и гидротермально-измененных пород [2]. Сущность применяемого подхода следующая. В случае, если вариации $\delta^{18}\text{O}$ обусловлены фракционированием кислорода системы между растворами и рудовмещающими породами, то изотопные эффекты должны быть противоположными. При поступлении же в систему кислорода из внешних источников, т.е. в случае изменения изотопного состава системы в целом, характер изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ у обоих членов пары должен быть одинаковым.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ пород рассчитаны по экспериментально установленной зависимости фракционирования от температуры в системе плагиоклаз-вода [7]. В случае изотопного равновесия рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ в удовлетворительном приближении будут соответствовать действительным составам пород. Эти данные являются трансформированными

ми значениями $\delta^{18}\text{O}$ воды и содержат информацию о ее источнике, которая стирается только при установлении равновесия между растворами и рудовмещающей средой.

Таблица 1

Изотопные составы кварца, рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды и пород Тухманукского месторождения

NN п/п	NN обр.	Стадии минерализации	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)			T, °C гомог.	Группы образцов
			кварц	вода	порода		
1.	110	кварц-полевошпатовая	12.5	7.9	10.2	400	I
2.	100	кварц-полевошпатовая	12.6	7.8	10.3	390	
3.	172	кварцевая	13.0	7.7	10.4	370	
4.	98	кварцевая	13.2	7.7	10.7	360	II
5.	20	кварцевая	13.3	7.5	10.8	350	
6.	189	кварц-халькопиритовая	13.4	7.3	10.8	340	
7.	180	кварц-халькопиритовая	13.5	7.1	10.8	330	
8.	46/2	кварц-халькопиритовая	13.7	7.0	11.0	320	
9.	145	кварц-пиритовая	11.6	4.7	8.9	310	III
10.	160	кварц-пиритовая	11.3	4.3	8.5	310	
11.	192	кварц-пиритовая	11.2	3.8	8.3	300	
12.	39	кварц-золото-полиметал.	10.8	3.0	7.8	290	
13.	124	кварц-золото-полиметал.	10.2	2.1	7.2	280	
14.	130	кварц-золото-полиметал.	10.1	1.5	6.9	270	
15.	72	кварц-пирит-арсенопирит.	10.3	0.4	6.8	240	
16.	24	кварц-пирит-арсенопирит.	10.0	-0.5	6.4	230	
17.	113	кварц-пирит-арсенопирит.	9.9	-1.1	6.2	220	
18.	85	кварц-пирит-арсенопирит.	9.8	-1.2	6.1	220	
19.	107	кварц-антимонит-буланжерит.	9.5	-2.7	5.6	200	
20.	62	кварц-антимонит-буланжерит.	9.5	-2.7	5.6	200	
21.	82	кварц-антимонит-буланжерит.	9.4	-2.8	5.5	200	
22.	69	кварц-карбонатная	8.6	-5.7	4.2	170	

Образцы в табл.1 расположены в последовательности отложения парагенетических ассоциаций, а образцы аналогичных ассоциаций – в порядке понижения температуры. От начальных стадий гидротермального процесса к последующим наблюдается понижение температуры и облегчение изотопного состава кислорода воды рудообразующих растворов. Общая тенденция облегчения $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов сопровождается различного характера вариациями значений $\delta^{18}\text{O}$ пород. В начале процесса облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды сопровождается утяжелением $\delta^{18}\text{O}$ пород (обр. от 110 до 98). Такое соотношение обусловлено перераспределением изотопов кислорода системы между растворами и рудовмещающими породами в результате понижения температуры и позволяет предположить достижение равновесия или близравновесного состояния. Подтверждением такого предположения может служить значение $\delta^{18}\text{O}$ аргиллизита (10.5‰), которое удовлетворительно согласуется с расчетными значениями $\delta^{18}\text{O}$ пород последних двух образцов (N172 и N98) этой группы. В рассматриваемой группе образцов наблюдается небольшое отклонение от указанной тенденции облегчения $\delta^{18}\text{O}$ воды (обр.98). Отклонение находится в пределах аналитической ошибки ($\pm 0.1\text{‰}$), но поскольку и изотопные вариации небольшие, то это обстоятельство затрудняет проведение однозначной границы между рассмотренной I группой образцов и последующей. Образец 98, в пре-

делах погрешности анализа, можно отнести как к I группе образцов, так и ко второй. Во всяком случае смена тенденций распределения изотопов кислорода происходит в период отложения дорудного кварца. Во II группе образцов (от N98 до N46/2) при облегчении $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов значения $\delta^{18}\text{O}$ пород ($\approx 10.8\text{‰}$) не претерпевают каких-либо значимых изменений. Такое соотношение данных указывает на облегчение изотопного состава кислорода системы в целом и объясняется поступлением в систему кислорода с более легким изотопным составом. Значение $\delta^{18}\text{O}$ породы – обр.64/2 (11.0‰), несколько расходится от указанной постоянной величины (10.8‰), характеризующей образцы II группы, однако, указанный образец следует отнести ко II группе, поскольку по величине $\delta^{18}\text{O}$ он существенно отличается от последующих образцов. Указанные незначительные отклонения от общих тенденций можно объяснить тем, что в табл.1 сопоставляются образцы, отобранные из разных участков месторождений, и поэтому возможны некоторые отличия в условиях рудообразования. Например, разница в изотопном составе рудовмещающих пород или в степени их трещиноватости, которая, при прочих равных условиях, определяет соотношение воды и породы, участвующих в процессе и, следовательно, величину изотопных сдвигов в значениях $\delta^{18}\text{O}$ воды и пород.

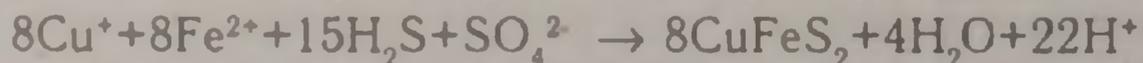
Тенденция облегчения изотопного состава кислорода системы раствор-порода, наблюдаемая по образцам II группы, более резко проявляется в последующих образцах, объединенных в III группу (от N145 до N69). Здесь облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды сопровождается и облегчением $\delta^{18}\text{O}$ пород. При этом переход от образцов II группы к образцам III группы отмечается аномальным облегчением $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов. По образцам 145 и 160 понижение температуры на 10° сопровождается облегчением $\delta^{18}\text{O}$ воды на $\approx 2.5\text{‰}$, в то время как до этого аналогичное понижение температуры сопровождалось облегчением воды на $0.1-0.2\text{‰}$. В этой группе образцов значения $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов становятся отрицательными и указывают на то, что источником легкого кислорода является метеорная вода. На кварц-карбонатной стадии (обр.69) $\delta^{18}\text{O}$ воды понижается до -7.5‰ , а рассчитанное значение $\delta^{18}\text{O}$ породы (4.2‰) опускается ниже значений, которые известны для земных пород. Иначе говоря, хотя и на этой стадии гидротермального процесса имело место взаимодействие растворов с породами, однако наблюдаемые изотопные эффекты этим процессом объяснить невозможно. Таким образом, изотопные эффекты, наблюдаемые во II и III группах образцов, имеют единственное объяснение – смешение с исходными рудоносными растворами метеорной воды.

Анализ полученных данных свидетельствует, что в процессе становления месторождения – от ранних парагенетических ассоциаций к поздним, происходило изменение изотопного состава кислорода воды рудообразующих растворов. При этом значения $\delta^{18}\text{O}$ воды (7.9‰), характеризующие начальную стадию процесса, соответствуют величинам, характерным для магматических вод, менее всего подвергнуты изменениям и указывают на магматический источник исходных рудоносных растворов. Доказательством магматического происхождения исходных рудоносных растворов являются также особенности механизма смешения с исходными растворами метеорной воды, которые полностью соответствуют механизму функционирования гидротермальной системы, возникающей при становлении интрузива. Как ранее нами отмечалось, магматические растворы из кристаллизующегося интрузива выходят под давлением и отдельными потоками поступают во вмещающие породы, слагая гидротермальную систему наравленно дви-

жущихся растворов [4, 2]. Рассмотрим основные особенности этой системы. Давление магматогенных растворов, выходящих из интрузива, превышает давление вещества, заполнявшего трещины вмещающих пород от нескольких до нескольких десятков раз. Разумеется, в таких условиях смешение магматогенных и метеорных вод невозможно, и метеорные воды попросту будут вытеснены магматогенными растворами. По мере удаления от источника давление магматогенных растворов понижается, что в итоге приводит к выравниванию давлений магматогенных растворов и метеорных вод. Частичное смешение становится возможным по мере понижения давления магматогенных растворов, а при выравнивании давлений происходит полное смешение магматогенных растворов и метеорных вод. В последнем случае прекращается направленное движение растворов и "гибридные" растворы формируют уже новую – конвективно-циркуляционную гидротермальную систему.

Таким образом, вывод о магматогенном источнике рудоносных растворов, сделанный на основании изотопного состава кислорода воды, подтверждается и вышеприведенным анализом механизма эволюции гидротермальной системы направленно движущихся растворов. Согласно этому механизму образцы I и II групп отлагались из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, образцы III группы – из конвективно циркуляционной гидротермальной системы. Аномальный изотопный сдвиг между образцами II и III групп оценивается как признак завершения кристаллизации источника растворов, поскольку резкое облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов и последующее прогрессирующее увеличение доли метеорной воды в них для месторождения в целом возможно только при прекращении функционирования гидротермальной системы направленно движущихся растворов в связи с завершением кристаллизации интрузива.

В процессах рудогенеза минерализацией метеорной воды можно пренебречь, но в то же время метеорная вода содержит в растворенном виде атмосферный кислород, и в результате смешения происходит повышение окислительного потенциала рудообразующих растворов. Изменение окислительно-восстановительного потенциала растворов приводит к изменению валентности элементов переменной валентности, что открывает возможность образования соединений, выпадающих в осадок. Как известно, в гидротермальных условиях образование пирита и халькопирита происходит в процессе окислительно-восстановительных реакций [5], причем для образования пирита и халькопирита, кроме железа, меди и сульфидной серы требуется и окислитель:



На Тухманукском месторождении, по изотопным данным, смешение начинается в период отложения дорудного кварца (обр. 98 или 20), но минералогический эффект этого процесса, т.е. отложение халькопирита и пирита наблюдается несколько позже. Причиной такого расхождения является разница в чувствительности оценки изменений процессов рудообразования изотопным и минералогическим методами, поскольку изменения должны достигнуть более значительных величин, чтобы быть обнаружены минералогически. Из вышеприведенных реакций образования пирита и халькопирита следует, что для образования пирита требуется в два раза больше окислителя, чем для халькопирита, поэтому в условиях постепенного повышения окислительного потенциала растворов вначале должен отлагаться халькопирит, а затем – пирит. С другой стороны, по сравнению с медью, природное распрос-

транение железа на несколько порядков больше и если не учесть роль окислительно-восстановительного потенциала, то согласно закону действия масс следовало ожидать отложение из природных растворов вначале пирита, а потом только халькопирита. То обстоятельство, что среди рудных минералов сначала выпадает халькопирит и потом только пирит, является доказательством того, что процесс отложения этих минералов контролируется изменением окислительно-восстановительного потенциала. Последнее, согласно изотопным данным, обусловлено смешением с исходными рудоносными растворами метеорной воды.

Завершение кристаллизации источника растворов сопровождалось существенными изменениями в процессе рудообразования. С прекращением действия гидротермальной системы направленно движущихся растворов прекращается и поступление новых порций рудных элементов, а рудоотложение происходит из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы (III группа образцов). В этой гидротермальной системе количество метеорных вод соизмеримо с количеством магматогенных растворов, а в конце процесса даже превышает их. Последовательность отложения рудных минералов определяется содержанием в растворах соответствующих рудных элементов: сначала минералы наиболее распространенных элементов, потом менее распространенных, и так до полного израсходования рудных элементов. Процесс завершается отложением безрудной кварц-карбонатной ассоциации.

Переходя к вопросу об источнике рудоносных растворов, следует отметить, что геологическое строение района месторождения не позволяет какое-либо магматическое тело или группу магматических образований рассматривать в качестве возможного источника рудоносных растворов. Предварительное исследование изотопного состава кислорода магматических пород, прорывающих юрские вулканиты, показывает (табл.2), что нижнемеловой тоналитовый комплекс не может быть источником рудоносных растворов. Субвулканические и дайковые образования риолитовых порфиров и гранодиорит-порфиров верхнемелового возраста по изотопным составам кислорода могут быть рассмотрены как возможный источник рудоносных растворов. Как выше было отмечено, изотопный состав кислорода воды растворов начальной кварц-полевошпатовой ассоциации равен 7.9‰, а равновесное с этими растворами значение $\delta^{18}\text{O}$ породы при 400°C составляет 10.2‰. Температура 400°C значительно ниже температур солидуса магматических пород, и поэтому рассчитанное $\delta^{18}\text{O}$ породы не может с удовлетворительной точностью характеризовать изотопный состав источника.

Таблица 2

Изотопный состав кислорода в породах и минералах некоторых интрузивных и дайковых пород Мирак-Тухманукского месторождения

NN п/п	NN обр.	Название породы	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)		
			порода	магнетит	кварц
1	79	Тоналит	7.5	-0.7	7.2
2	0-84	Лейкократовый гранит	8.8	0.3	8.5
3	1-36	Гранодиорит-порфир	8.7	1.4	8.5
4	5/134	Риолитовый порфир	8.9	1.8	8.7
5	219	Риолитовый порфир	9.0	1.9	8.8

1 – Миракский интрузив (I фаза), 2 – Миракский интрузив (II фаза), 3-5 – дайки в пределах Тухманукского месторождения.

Исходя из тенденции распределения изотопов кислорода в I группе образцов (см. табл.1), изотопный состав кислорода источника должен быть несколько ниже значения 10.2‰, но согласно расчетам – не более чем на 1‰. Таким образом, изотопный состав кислорода источника рудоносных растворов оценивается ≈9‰, которое приблизительно соответствует изотопным составам вышеуказанных даечных и субвулканических пород. Однако, это обстоятельство не позволяет подтвердить или отрицать роль этих пород как возможного источника растворов, поскольку значение 9‰ типично для гранитных пород и такой изотопный состав мог бы иметь и интрузив, залегающий на глубине. Другие данные, характеризующие дайки и субвулканические тела гранодиорит-порфиров и риолитовых порфиров, также невозможно однозначно интерпретировать. С одной стороны, они тесно ассоциируют с зонами гидротермально измененных пород и рудной минерализации и в то же время трудно представить, чтобы небольшие тела вышеуказанных пород могли сформировать зоны гидротермально измененных пород протяженностью несколько километров, учитывая, что масштабы месторождения, количество растворов, рудных элементов и тепловой энергии находятся в прямой зависимости от размеров источника. Кроме того, заметно отличаются изотопные возрасты этих пород и рудной минерализации. Так, если К-Аг возраст риолитовых порфиров и гранодиорит-порфиров составляет соответственно 93.5 ± 1.9 Ma и 87.5 ± 2.4 Ma, то образцы, взятые из зоны гидротермально измененных пород (у вершины г.Тухманук) и околожилльных метасоматитов (расчистка N44) имеют возраст соответственно 76.8 ± 0.5 Ma и 74.3 ± 0.9 Ma. Перечисленные данные не позволяют считать вышеотмеченные породы источником рудоносных растворов, однако температура начальной стадии минерализации – 400°C свидетельствует о близком расположении этого источника. Таким образом, геологическое строение месторождения, возрастные, температурные и изотопные данные кислорода позволяют считать, что источником рудоносных растворов является необнажающееся на поверхности гипабиссальное интрузивное тело. На данной стадии исследования этот вопрос более определенно не решается.

Основные выводы

Результаты геологического и изотопно-кислородного исследования Тухманукского месторождения позволяют прийти к следующим выводам:

1. Рудоносные растворы Тухманукского месторождения имели магматическое происхождение, однако в процессе гидротермальной деятельности с ними смешивались метеорные воды.

2. На месторождении функционировали гидротермальные системы двух типов – направленно движущихся растворов и конвективно-циркуляционная.

3. Ранние парагенетические ассоциации – кварц-калишпатовая, кварцевая и кварц-халькопиритовая отлагались из гидротермальной системы направленно движущихся растворов. Выпадение ранних безрудных ассоциаций происходило из магматогенных растворов, а гидротермальные растворы, из которых отлагались минералы кварц-халькопиритовой ассоциации, имели смешанный состав (преобладающие магматогенные растворы+метеорная вода). Метеорная вода играла роль геохимического барьера. Все остальные парагенетические ассоциации, в том числе кварц-золото-полиметаллическая, кварц-пирит-золото-арсенопиритовая, отлагались из конвективно-циркуляционной гидротер-

мальной системы, а рудообразующие растворы состояли из смеси, примерно в равных пропорциях, магматогенных растворов и метеорной воды.

4. Интрузивные, даечные и субвулканические породы, имеющие выходы в районе месторождения, по ряду причин не могут рассматриваться в качестве источника рудоносных растворов Тухманукского месторождения. Источником этих растворов могло быть необнажающееся на поверхности гипабиссальное интрузивное тело гранит-гранодиоритового состава.

Возможно, что в результате уточнения возрастных датировок некоторые дайки и субвулканические тела гранодиорит-порфиров и риолитовых порфиров смогут рассматриваться в качестве апофиз этого интрузива. Становление месторождения происходило в континентальных условиях в позднеэоцен-доплиоценовое время.

Работа выполнена в рамках темы 00-459, финансируемой из Госбюджета РА.

ԹՈՒԽՄԱՆՈՒԿԻ ՈՍԿԻ-ՔԱԶՄԱՄԵՏԱՂԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ԳԵՆԵՏԻԿԱԿԱՆ ԱՌԱՆՉՆԱՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Մ. Ս. Հակոբյան, Շ. Վ. Խաչատրյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Երկրաբանական և թիթվածնա-իզոտոպային անալիզների արդյունքների հիման վրա պարզված է, որ Թուխմանուկի Հանքավայրի ձևավորման ընթացքում գործել են երկու տիպի հիդրոթերմալ Համակարգեր՝ ուղղորդված շարժվող լուծույթների և կոնվեկտիվ ցիրկուլացիոն լուծույթների: Առաջինի գործունեության ընթացքում առաջացել են քվարց-դաշտսպաթային քվարցային և քվարց-խալկոպիրիտային միներալային ասոցիացիաները: Երկրորդ Համակարգի գործունեության ընթացքում առաջացել են քվարց-պիրիտային, քվարց-ոսկի-բազմամետաղային, քվարց-պիրիտ-ոսկի-արսենոպիրիտային քվարց-անտիմոնիտ-բուլանժերիտային, քվարց-կարբոնատային ասոցիացիաները: Վաղ, ոչ Հանքային ասոցիացիաները (քվարց-դաշտսպաթային, քվարցային) առաջացել են մագմատոգեն լուծույթներից, իսկ բոլոր Հաջորդող ասոցիացիաները՝ մագմատոգեն լուծույթների և մետեորային ջրերի խառնուրդից: Հիդրոթերմալ լուծույթների աղբյուրը, Հավանաբար, Հանքավայրի տարածքում չմերկացող գրանիտ-գրանոդիորիտային կազմի հիպարիսալ ինտրուզիվ զանգվածն է: Հանքավայրի առաջացումը տեղի է ունեցել ցամաքային պայմաններում, ուղեցցեն-մինչպլիոցենյան ժամանակաշրջանում:

ON THE ISSUE OF GENETIC FEATURES OF THE TOUKHMANOUK GOLD POLYMETAL DEPOSIT

M. S. Hakobyan, Sh. V. Khachatrian, R. L. Melkonyan

Some issues of the genesis of the Toukhmanouk deposit are considered based on geology and oxygen isotope data. It is established that two types of hydrothermal systems worked in the formation of this deposit, namely, oriented motion solutions (deposition of quartz-feldspar, quartz and quartz chalcopyrite paragenetic associations) and convective circulation system (deposition of association series from quartz-pyrite to quartz-carbonate). Earlier non-ore associations were deposited from magmatogene solutions, while the subsequent ones formed from the mixture of magmatogene solutions and meteoric water that played the role of a geochemical barrier. For a number of

reasons, intrusive, dyke and subvolcanic formations exposed within the deposit region could not be the source of ore-bearing solutions of the Toukhmanouk deposit. A hypabbysal body of granite-granodiorite composition unexposed on the surface could be the source of the hydrothermal solutions. The deposit formed under continental conditions in the Late Eocene-Pre-Pliocene period.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В.А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, N2, с.13-24.
2. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Роль геологической среды в формировании эндогенных гидротермальных месторождений. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.27-38.
3. Амирян Ш.О., Азизбемян М.С., Алтунян А.З., Фарамазян А.С. Минералогическо-геохимические и генетические особенности руд Тухманукского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N1-2, с.34-40.
4. Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О. Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. Геохимия, 1990, N1, с.91-105.
5. Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982, с.405-450.
6. Clayton R.N., Grossman L., Mayeda T.K. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. Sciences, 1973, 182, 485.