

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2001 г. М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян, К. Л. Галоян

Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: ramelk@sci.am
Поступила в редакцию 23.04.2001 г.

На основе анализа изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) данных (табл.) различных формационных типов руд и особенностей геологического строения Марцигетского рудного поля предложен механизм формирования золоторудной минерализации. Установлено, что формирование гематит-магнетитового высокотемпературного (770°C) и медно-гематитового среднетемпературного ($360 \pm 310^\circ\text{C}$) формационных типов руд происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов. Отложение низкотемпературной (180°C) золото-свинцово-цинковой минерализации происходило из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы. Отложение различных типов руд было обусловлено не изменением исходного состава растворов, а сменой рудоконтролирующих факторов, выпадение самородного золота – восстановлением иона золота. Содержание золота в различных формационных типах руд контролировалось не концентрацией золота в рудоносных растворах, а содержанием восстановителя. Формирование гематит-магнетитовой минерализации, характеризующейся наиболее низкими концентрациями золота, происходило в сильно окислительных условиях. Переход к медно-гематитовым рудам был обусловлен понижением окислительного потенциала и сопровождался повышением концентраций золота в рудах. Наиболее благоприятные условия для отложения золота имелись в конвективно-циркуляционной гидротермальной системе. Несмотря на более низкие концентрации золота в гидротермальных растворах этой системы, наиболее высокие содержания золота фиксируются в свинцово-цинковых рудах.

Марцигетское рудное поле расположено в Северной Армении в пределах Севано-Ширакского синклинория, в нижнем-среднем течении р. Марц и приурочено к пограничной полосе Сомхето-Карабахского антиклинория и Севано-Ширакского синклинория. В течение свыше 30 лет в пределах рудного поля сотрудниками Управления геологии Армении были осуществлены геолого-поисковые и геологоразведочные работы на золото-полиметаллическое оруденение. В результате разнотипных исследований, проведенных П.Ф.Сопко, С.Г.Алоян, П.Г.Алоян, Г.А.Чубаряном и Г.А.Туманяном, О.А.Саркисяном, В.О.Пароникяном и А.И.Карапетяном, Г.П.Алоян и др., к настоящему времени установлены основные особенности геолого-тектонического строения рудного поля, структурные условия локализации оруденения, дана характеристика минерального состава и геохимии руд отдельных участков. В то же время некоторые важные вопросы рудообразования и прежде всего механизм формирования золоторудной минерализации до настоящего времени оставались открытыми. Целью предлагаемой статьи является восполнение этого пробела на основе результатов изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) исследований минерализации Марцигетского рудного поля.

Краткая геологическая характеристика

В геологическом строении рудного поля принимают участие в основном эоценовые образования*. Фаунистически охарактеризованные нижнеэоценовые отложения трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегают на среднеюрских вулканитах и представлены глинами, алевролитами, мергелями, известняками,

песчаниками с прослоями угля и углистыми сланцами. На них, с небольшим угловым несогласием, залегают фаунистически охарактеризованные среднеэоценовые образования – в низах разреза флишоидные отложения, сменяющиеся мощной толщей вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований (туфы, туффиты, туфобрекчии, миндалекаменные базальты, базальтовые андезиты, андезиты, их туфы и др.). Согласно П.Ф.Сопко и др. (1955), [3,4 и др.], залегающие выше по разрезу образования, в том числе породы сотской свиты (туфы и вулканиты дацит-риолитового состава), также относятся к среднему эоцену. В то же время К.А.Мкртчяном южнее г.Сот, в районе г.Борборт, было установлено, что среднеэоценовые образования перекрываются, толщей осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических образований, с базальными конгломератами в основании, в низах которой была обнаружена нуммулитовая фауна, характерная для переходных слоев среднего-позднего эоцена, что явилось основанием для выделения здесь верхнеэоценовых образований [7]. Позднее верхнеэоценовые образования были выделены также на геологической карте района М 1:50000, составленной Г.А.Туманяном в 1969г. Если одновременно учесть результаты определения К-Аг изотопного возраста вулканитов, субвулканических и дайковых образований рассматриваемого района [6], (Карапетян, Пароникян, 1983), свидетельствующие о наличии пород двух возрастных групп – среднеэоценовой ($48 \pm 56\text{Ma}$) и верхнеэоценовой ($40 \pm 46\text{Ma}$), а также их четкие петрохимические отличия (в частности, повышенная К-ая щелочность верхнеэоценовых разностей), то наличие верхнеэоценовых образований в пределах Марцигетского рудного поля можно считать достаточно обоснованным.

В структурном отношении оруденение приурочено к Икатакской горст-антиклинали в пре-

* Описание стратиграфического разреза приводится в объеме, необходимом при обсуждении результатов изотопных исследований

делах всякого крыла Марцигетского разлома СЗ простирания, при этом оруденение контролируется зонами трещиноватостей, субвулканическими и дайковыми образованиями, вытянутыми вдоль Марцигетского разлома (Сопко, 1955), [3,4 и др.]. Рудовмещающие породы представлены пирокластами и лавами базальтов, базальтовых андезитов, андезитов, дацитов.

Изотопный К-Аг возраст околорудных метасоматитов (аргиллизиты) отвечает верхнему эоцену и варьирует в пределах 40 ± 44 Ма, соответствуя изотопному возрасту кислых вулкаников, даечных и субвулканических образований [6], (Карапетян, Пароникян, 1983). Наиболее молодое возрастное значение — 34 Ма (олигоцен) получено для гипабиссальных роговообманковых габбро в пределах Дзагидзорского участка. Учитывая это обстоятельство, оруденение Марцигетского рудного поля связывается с позднеэоцен-олигоценовым магматизмом (Карапетян, Пароникян, 1983).

Обсуждение результатов

Согласно результатам минералого-геохимического изучения минерализации Марцигетского рудного поля (Пароникян, 1974; Карапетян, Пароникян, 1983) выделяется несколько формационных типов руд, слагающих единый генетический ряд: контактово-метасоматический гематит-магнетитовый (высокотемпературный), медно-гематитовый с пирит-гематит-халькопиритовым и пирит-халькопиритовым подтипами (среднетемпературный), золото-свинцово-цинковый с медно-цинковым и свинцово-цинковым подтипами руд (средне-низкотемпературный). Все указанные формационные типы руд золотоносны. Для указанных формационных типов определены изотопные составы кислорода минералов (кварц, магнетит), температуры их формирования, рассчитаны значения $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов, определены значения $\delta^{13}\text{C}$ кальцитов (табл.). Результаты изотопных измерений представлены в значениях δ , в ‰, для кислорода относительно стандарта SMOW, для углерода относительно стандарта PDB. Погрешность изотопного анализа не превышает ± 0.2 ‰. Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов рассчитано по экспериментально установленной зависимости фракционирования кварц—вода от температуры [9]. Высокотемпературная стадия представлена гематит-магнетитовой ассоциацией (обр Д-26, Д-65), среднетемпературная — пирит-халькопиритовой (обр Д-110, Д-101), низкотемпературная — галенит-сфалеритовой (обр Б-35, Б-220). Образцы высоко- и среднетемпературной ассоциации отобраны из уч. Дзагидзор, остальные — из уч. Будагидзор.

Высокотемпературная гематит-магнетитовая минерализация на Дзагидзорском участке приурочена к туфогенным породам среднего эоцена в экзоконтактной полосе гипабиссальной интрузии роговообманковых габбро. Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды флюидной фазы габбро обычно находится в пределах 5.5 ± 6.0 ‰. Несмотря на то, что температура отложения гематит-магнетито-

вой ассоциации очень высока (770°C), однако считать, что $\delta^{18}\text{O} = 10.5$ ‰ является исходным значением воды рудоносных флюидов не представляется возможным. Если даже это значение принять за исходное, то никакой изотопный механизм не способен объяснить вариации $\delta^{18}\text{O}$ воды в рассматриваемом ряду (10.5-5.1-4.6-6.8 ‰). Как известно, в условиях понижения температуры взаимодействие растворов с рудовмещающими породами приводит к облегчению $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов. Аналогичный эффект наблюдается на поздних стадиях рудообразования в результате смешения исходных рудоносных растворов с водами поверхностного происхождения. В рассматриваемом же случае на полиметаллической стадии наблюдается обратное явление — утяжеление значения $\delta^{18}\text{O}$ воды. С целью объяснения наблюдаемых вариаций рассмотрим особенности геологического строения рудного поля и механизм гидротермального рудообразования.

Таблица

Изотопные составы кислорода минералов, воды рудообразующих растворов, углерода кальцитов и температуры рудообразования

| NN обр | Минерал | $\delta^{18}\text{O}$ минерала | $\delta^{13}\text{C}$ минерала | t, °C | $\delta^{18}\text{O}$ воды |
|--------|----------|--------------------------------|--------------------------------|-------|----------------------------|
| Д-26 | кварц | 10.9 | — | 770 | 10.5 |
| | магнетит | 5.5 | — | | |
| Д-65 | магнетит | 5.8 | — | — | — |
| Д-110 | кварц | 10.1 | — | 360 | 5.1 |
| Д-101 | кварц | 11.1 | — | 310 | 4.6 |
| Б-35 | кварц | 19.9 | — | 180 | 6.8 |
| Б-220 | кварц-I | 14.0 | — | — | — |
| | кварц-II | 21.5 | — | | |
| Б-226 | кальцит | 15.1 | -1.7 | — | — |
| Б-103 | кальцит | 17.3 | -0.9 | — | — |
| Б-209 | кальцит | 12.5 | -0.2 | — | — |

Как ранее нами было показано [1,2,5 и др.], механизм гидротермального рудообразования, в общем виде, представляется следующим образом. Из любого участка магматического тела, генерирующего рудоносные растворы, флюидная фаза может выходить только после полной кристаллизации расплава данного участка и формирования контракционных и тектонических трещин. Химический состав рудоносных флюидов в период их генерации остается неизменным. Более того, химические составы растворов, генерируемых разнообразными породами единой генетической серии, качественно аналогичны. Поскольку раскристаллизация расплава происходит по мере потери тепловой энергии, то генерация рудоносных флюидов начинается непосредственно после внедрения расплава и раскристаллизации приконтактной зоны и прекращается с завершением кристаллизации. Флюидная фаза выходит под давлением и движется во вмещающие породы в виде многочисленных потоков, слагая гидротермальную систему направленно движущихся

растворов. Мощность и каналы движения этих потоков во времени изменяются, чем и объясняется наблюдаемая на гидротермальных месторождениях прерывистость рудоотложения. Причиной движения растворов является высокое давление флюидной фазы, многократно превышающее давление в трещинах вмещающих пород. Флюиды находятся под литостатическим давлением, а давление в трещинах вмещающих пород может колебаться от атмосферного до гидростатического значения для данной глубины. По мере удаления от источника происходит понижение температуры и давления рудоносных растворов. Понижение давления приводит к замедлению, а потом и к прекращению направленного движения растворов и обуславливает переход в гидротермальную систему иного — конвективно-циркуляционного типа. Как свидетельствуют результаты многочисленных изотопных исследований различных рудно-магматических систем, в процессах рудообразования участвуют также воды поверхностного происхождения. В гидротермальном системе направленно движущихся растворов смешение с поверхностными водами происходит в небольшом масштабе по мере понижения давления магматогенных растворов, в то время как в конвективно-циркуляционной системе смешение возможно в неограниченных пропорциях. Отложение рудных минералов и смена состава минеральных ассоциаций обусловлены изменением окислительно-восстановительных условий рудообразования. В гидротермальном системе направленно движущихся растворов последовательность отложения парагенетических ассоциаций соответствует последовательности проявления рудоконтролирующих факторов, что фиксируется в изотопном составе кислорода воды рудообразующих растворов. В конвективно циркуляционной гидротермальном системе связь между рудоконтролирующими факторами и составом минеральных ассоциаций не наблюдается. Здесь состав минеральных ассоциаций определяется законом действия масс, а смена состава обусловлена изменением химического состава рудообразующих растворов в результате отложения минерального вещества.

Перейдем к рассмотрению механизма рудоотложения в пределах Марцигетского рудного поля. Непосредственно после внедрения расплава габбро начинаются нагрев вмещающих пород, охлаждение и раскристаллизация расплава в приконтактной зоне. В нижней части разреза среднего эоцена Дзагидзорского участка широко развиты известняки и известковистые отложения. Раскристаллизация расплава приводит к генерации рудоносных флюидов, а нагрев вмещающих пород — к термическому разложению известняков и образованию CO_2 . При температурах выше 550°C начинается, а при 770°C идет бурное термическое разложение CaCO_3 . Если изотопный состав кислорода воды рудоносных флюидов оценивается в $5.5 \div 6.0\text{‰}$, то изотопный состав кислорода морских известняков, как известно, колеблется в пределах $22 \div 30\text{‰}$. Взаимодействие флюидов, генерируемых интрузивом и CO_2 из-

вестняков, обусловило утяжеление изотопного состава воды рудообразующих растворов (10.5‰) и привело к отложению гематит-магнетитовой минерализации, поскольку CO_2 является скислителем. На среднетемпературной стадии минерализации термическое разложение известняков уже невозможно, а поскольку рудоотложение происходило из гидротермальной системы направленно движущихся растворов, то последние могли взаимодействовать только с рудо-вмещающими вулканитами. Поэтому $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов характеризуются значениями, обычными для магматогенных растворов ($4.6 \div 5.1\text{‰}$). Смена гематит-магнетитовой ассоциации на медную обусловлена прекращением воздействия CO_2 на рудоносные растворы. Влияние известняков вновь фиксируется на низкотемпературной стадии минерализации и также проявляется в утяжелении $\delta^{18}\text{O}$ воды рудообразующих растворов (6.8‰). Причиной нового утяжеления на поздних стадиях рудоотложения являлась смена типа гидротермальной системы. Рудоотложение происходило уже не из системы направленно движущихся растворов, а из гидротермальной системы конвективно-циркуляционного типа, растворы которой имели возможность взаимодействовать с различными породами стратиграфического разреза, в том числе и с известняками. Взаимодействие рудоносных растворов с известняками фиксируется и в изотопном составе углерода кальцитов. Значение $\delta^{13}\text{C}$ основных источников углерода оценивается в следующих пределах: морские известняки около нуля, глубинный углерод — от -5 до -8‰ и органический углерод осадочных пород обычно легче -20‰ [8]. Очевидно, что изотопный состав анализированных образцов кальцита ($-1.7\text{‰} \pm 0.2\text{‰}$) можно оценить как смесь глубинного углерода с углеродом морских известняков. Образец Б-220 Будагидзорского участка содержит кварц двух генераций, значительно отличающихся по изотопному составу кислорода (на 7.5‰), причем $\delta^{18}\text{O}$ кварца второй генерации аналогичен с кварцем полиметаллической ассоциации. Согласно расчетам, при значении $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов 6.8‰ температура отложения этого кварца составляет 160°C , а температура отложения кварца-I из тех же растворов — 300°C . Различия $\delta^{18}\text{O}$ кварцев объясняется более высокой температурой отложения кварца-I и более легким значением $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов. Иначе говоря, кварц-I отлагался из гидротермальной системы направленно движущихся растворов.

Рассмотрим вопросы отложения золоторудной минерализации. В настоящее время существуют различные представления о формах переноса золота — в виде сульфидных, тиосульфатных, хлоридных и др. соединений. Общим в этих представлениях является то, что перенос золота растворами осуществляется в виде химических соединений. Золото, как и другие металлы в химических соединениях, проявляет положительную валентность и для получения самородного золота необходимо восстановление иона золота. В вышерассмотренном механизме рудообразо-

вания благоприятные условия для отложения золоторудной минерализации не обнаруживаются. Так, высокотемпературная ассоциация отлагалась под воздействием окислителя (CO_2). При отложении среднетемпературной ассоциации также не наблюдается влияние восстановителя, и хотя можно говорить о понижении окислительного потенциала, однако и среднетемпературная ассоциация отлагалась в окислительных условиях, о чем свидетельствует и минеральный состав руд — пирит, халькопирит, гематит.

И все же, несмотря на окислительные условия рудообразования, отложение золота имело место. Объяснить это можно только формированием восстановителя в результате химических реакций отложения других минералов и околорудного изменения вмещающих пород. Иначе говоря, формирование золоторудной минерализации происходило не под воздействием стабильного рудоконтролирующего фактора, а зависело от других процессов. В этом случае золото отлагается по мере формирования восстановителя и в соответствующих ему количествах. Содержание золота в рассматриваемых различных формационных типах руд вполне согласуется с таким представлением. Отложение руд различных формационных типов является следствием эволюции исходных рудоносных растворов и, поскольку все они содержат золото, то логично предполагать понижение концентрации золота в растворах от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным, тем более, что на низкотемпературной (полиметаллической) стадии исходные рудоносные растворы существенно разбавлялись поверхностными водами. Однако, согласно результатам минералого-геохимических исследований от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным наблюдается не понижение, а повышение содержания золота (Карапетян, Пароникян, 1983). Очевидно, что в данном случае содержание золота в рудах контролировалось не концентрацией золота в рудоносных растворах, а содержанием восстановителя. От гематит-магнетитовой ассоциации к пирит-халькопиритовой наблюдается понижение окислительного потенциала и повышение содержания золота в рудах. Дальнейшее повышение содержания золота в полиметаллических рудах также объясняется более восстановительными условиями рудообразования, чем на предыдущих стадиях. Однако связь с рудоконтролирующим фактором в этом случае невозможно обнаружить. Можно только предположить наличие более благоприятных условий для отложения золоторудной минерализации, поскольку на разных уровнях и на разных ветвях конвективно-циркуляционной системы одновременно могут существовать различные физико-химические условия.

На окислительно-восстановительные условия рудообразования влияет также участие в процессах поверхностных вод, однако и смешение поверхностных вод с магматогенными растворами не создает благоприятных условий для отложения самородного золота. С метеорной водой в гидротермальную систему поступает атмосфер-

ный кислород, а с морской водой — сульфаты и карбонаты. Сера и углерод в этих соединениях находятся в высшей степени окисления и могут являться только окислителем. Изотопный эффект от взаимодействия растворов с известняками настолько значителен, что по имеющимся изотопным данным невозможно однозначно решить вопрос типа поверхностных вод. Исходя из трансгрессивного залегания нижнего эоцена на юрских образованиях литологического состава пород, палеотектонических условий и особенностей изотопных данных, наиболее вероятным представляется участие в процессах рудообразования морской воды.

В механизме гидротермального рудообразования вопрос источника рудоносных растворов является одним из важнейших вопросов. С позиции генетической связи рудной минерализации с верхнеэоцен-олигоценным магматизмом вполне корректно сопоставление образцов из разных участков рудного поля. Однако, результаты наших исследований позволяют более конкретизировать решение этого вопроса. Согласно механизму гидротермальной системы направленно движущихся растворов наиболее ранняя — высокотемпературная ассоциация отлагается ближе к источнику растворов и имеет наименьшее распространение на месторождении. Последующие более низкотемпературные ассоциации имеют более широкое развитие и все больше отдаляются от источника рудоносных растворов. Этот механизм приводит к зональному расположению парагенетических ассоциаций относительно источника. Если рудная минерализация развивается главным образом в латеральном направлении от магматического тела, то формируется горизонтальная зональность, если же в вертикальном направлении — то проявляется вертикальная зональность. Наличие на разных участках рудного поля минеральных ассоциаций аналогичных составов, например гематит-магнетитовой минерализации на Дзагидзорском участке и в юго-восточной части рудного поля или же медно-гематитовых руд на Дзагидзорском участке и на уч. Мгарт однозначно свидетельствует о том, что источники рудоносных растворов различны. Разобщенность участков рудопроявлений и их линейное размещение по простиранию Марцигетского разлома объясняется таким же расположением магматических тел, являющихся источниками рудоносных растворов. Являются ли они самостоятельными магматическими телами или апофизами более крупного магматического тела (магматический диапир) — это вопрос дальнейших исследований. В данном случае важен другой вопрос. Если мы имеем дело с самостоятельными магматическими телами и более того — различного петрографического состава, то может возникнуть вопрос о корректности предложенной модели механизма рудообразования, поскольку изотопные составы кислорода растворов, генерируемых расплавами основного, среднего и кислого составов, как и концентрации в них золота будут отличаться друг от друга. Однако, в данном случае эффекты влияния среды на растворы

гораздо значительнее, чем ожидаемые различия $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов различных источников. Отличия в исходных содержаниях золота в растворах разных источников также не влияют на выводы проведенного обсуждения, поскольку, как было показано, содержание золота в рудах контролировалось не концентрацией золота в растворах, а содержанием и формой проявления восстановителя.

Работа выполнена в рамках темы 1327, финансируемой из госбюджета Республики Армения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Соотношение между стадийностью рудообразования и парагенетическими ассоциациями минералов медно-молибденовых месторождений (по результатам изотопно-кислородных исследований месторождений Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1997, N3, с.3-11.
2. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Роль геологической среды в формировании эндогенных гидротермальных месторождений (по результатам изотопных исследований некоторых месторождений Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.27-38.

3. Алоян П.Г., Алоян С.Г., Давтян А.А. Особенности геологического строения и перспективы промышленного освоения Марцигетского месторождения. В кн.: Тр.Армниипроцветмета. Ереван, 1987, с.100-110.
4. Алоян П.Г. Геолого-структурные особенности локализации Марцигетского золото-полиметаллического месторождения. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1998, N3, с.62-65.
5. 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.
6. Багдасарян Г.П., Пароникян В.О. Геолого-радиологические данные о палеогеновых магматических породах Марцигетского рудного поля. В кн.: Магматизм и рудообразование Армянской ССР. Зап.Арм.отд. ВМО, вып.9, 1978, с.5-10.
7. Мкртчян К.А. Новые данные о верхнеэоценовом возрасте трансгрессивной свиты Лорийского синклинария Армянской ССР. Докл. АН АрмССР, 1960, т.31, N1, с.49-52.
8. Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир. 1983, 196с.
9. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T. Oxygen isotope exchange between quartz and water. J.Geophys. Res. 1972, 77, p.3057-3067.

ՄԱՐՑԻԳԵՏԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ՈՍԿՈՒ ՀԱՆՔԱՅՆԱՑՄԱՆ ՁԵՎԱՎՈՐՄԱՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԸ

Մ.Ս.Հակոբյան, Ռ.Լ.Մելքոնյան, Ղ.Լ.Գալոյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Մարցիգետի հանքային դաշտի երկրաբանական յուրահատկությունների և հանքայնացման տարրեր ֆորմացիոն տիպերի հանքանյութերի իզոտոպային ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) տվյալների (աղյուսակ) անալիզի հիման վրա առաջարկված է ոսկու հանքայնացման առաջացման մեխանիզմը: Պարզվել է, որ հանքայնացման բարձր ջերմաստիճանային (770°C) հեմատիտ-մագնետիտային և միջին ջերմաստիճանային ($360-310^\circ\text{C}$) պղինձ-մագնետիտային ֆորմացիոն տիպերի հանքանյութերի առաջացումը ընթացել է ուղղորդված շարժվող լուծույթների հիդրոթերմալ համակարգից: Ցածր ջերմաստիճանային (180°C) ոսկի-կապար-ցինկի հանքայնացման նստեցումը կատարվել է կոնվեկտիվ-չրջապտույտային հիդրոթերմալ համակարգից: Հանքայնացման տարրեր տիպերի նստեցումը պայմանավորված է եղել ոչ թե լուծույթների ելակետային, սկզբնական կազմի փոփոխություններով, այլ հանքավերահսկիչ գործոնների փոխոխություններով, իսկ ոսկու նստեցումը ոսկու իոնի վերականգնմամբ: Հանքայնացման տարրեր ֆորմացիոն տիպերում ոսկու պարունակությունը վերահսկվել է ոչ թե հանքաբեր լուծույթներում ոսկու կոնցենտրացիայով, այլ վերականգնիչի պարունակությամբ: Ոսկու առավել ցածր կոնցենտրացիաներով բնութագրվող հեմատիտ-մագնետիտային հանքայնացման առաջացումը ընթացել է ուժեղ օքսիդացման պայմաններում: Անցումը պղինձ-հեմատիտային հանքայնացման պայմանավորված է եղել օքսիդացման պոտենցիալի նվազմամբ և ուղեկցվել է այդ հանքանյութերում ոսկու կոնցենտրացիայի մեծացմամբ: Ոսկու անջատման առավել բարենպաստ պայմանները եղել են կոնվեկտիվ-չրջապտույտային հիդրոթերմալ համակարգում: Չնայած այս համակարգի հիդրոթերմալ լուծույթներում ոսկու առավել ցածր կոնցենտրացիաներին, նրա առավել բարձր պարունակությունները գրանցվում են կապար-ցինկային հանքանյութերում:

FORMATION MECHANISM FOR GOLD ORE MINERALIZATION IN THE MARTSIGHET ORE FIELD

M. S. Hakopyan, R. L. Melkonyan, K. L. Galoyan

Abstract

A mechanism of formation of gold-ore mineralization is suggested based on the analysis of isotopic data ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) (Table) for ores of various formation types and considering geologic structure features of the Martsighet ore field. It is established that origination of high-temperature (770°C) hematite-magnetite and medium-temperature (360÷310°C) copper-hematite ore-formation types was taking place within the hydrothermal system of solutions in ordered motion. Deposition of the low-temperature (180°C) gold-lead-zinc mineralization was determined by a hydrothermal system of convective circulation. Deposition of diverse types of ores was determined not by the change of initial composition of the solutions, but by the change of regulating factors, while settling-out of natural gold was regulated by reduction of gold ions. In the ores produced by various formation types, contents of gold were controlled not by the gold content in ore-bearing solutions, but by the content of reducing agent. Formation of the hematite-magnetite mineralization, which was characterized by the lowest content of gold, was taking place in the conditions of strong oxidation. Transition to copper-hematite ores was determined by reduced oxidation potential and accompanied by an increase of gold content in the ores. Conditions most favorable for gold deposition were available in the hydrothermal system of convective circulation. Despite lower gold contents in hydrothermal solutions of this system the highest contents of gold are observed in lead-and-zinc ores.

Известия НАН РА. Науки о Земле, 2001, LIV, №2, 17-19

КАПУТСАРСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД И ЕГО ПЕРСПЕКТИВЫ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АГСТЕВ-ДЕБЕД, АРМЕНИЯ)

© 2001 г. М. С. Азизбекян, А. З. Алтунян, Ш. О. Амирян, Э. В. Ананян

*Институт геологических наук НАН РА
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения,
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 03.06.1999 г.*

Капутсарское (Геогдагское) медно-полиметаллическое рудопроявление расположено на юго-западном склоне г. Б.Капутсар. По геологическому строению и металлогеническим особенностям рудопроявление очень сходно с месторождениями Алавердского рудного района, чем и обосновываются его перспективы. По различным видам анализов в пробах кварцево-сульфидных руд рудопроявления установлены повышенные концентрации золота, серебра, меди, молибдена, свинца, цинка и других попутных элементов. Благоприятное геолого-структурное положение и металлогенические особенности рудопроявления позволяют выдвинуть его для дальнейших детальных исследований.

Запасы медных и полиметаллических руд Северной Армении на эксплуатируемых месторождениях (Ахтала, Шамлуг) почти исчерпаны. В настоящем одной из актуальных задач должны быть поиски новых "слепых" рудных тел промышленного значения не только на прилегающих к известным месторождениям площадях, но и на новых участках.

В связи с этим становится первостепенным вопрос оценки перспективности и переосмысления геологического строения, структуры, рудоносности и т.д. всех месторождений и рудопроявлений как Северной Армении, так и всей Республики.

Одним из таких участков, заслуживающим внимания и проведения там поисково-разведочных работ с составлением крупномасштабной (хотя бы 1:5000) карты, является Капутсарское кварц-сульфидное рудопроявление, выявленное нами впервые в ходе полевых научно-исследовательских работ на юго-западном склоне г. Б. Ка-

путсар (от т.т. по азимуту 210°, на расстоянии 800 м), на юго-восточном крыле Алавердской брахиантиклинальной складки.

На территории рудопроявления развиты (рис.1) породы ниже-среднебатского и келловейского возрастов. Общая мощность ниже-среднебатских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований составляет около 800 м. Они обнажаются, в основном, в присводовой части Алавердской брахиантиклинали, в районе г.г.Сур, Ехит, в бассейнах левых притоков среднего течения р.Воскепар, а также в юго-восточной и юго-западной периклинальной частях указанной структуры.

Нижняя часть разреза представлена туфопесчаниками, аркозовыми песчаниками, известняками с подчиненными пачками и линзами лав андезитовых порфириров, причем наибольшие (400 м) ее мощности наблюдаются в районе северо-западного склона г.Саркут, между г.Б.Капутсар и местностью Воздух-тала.