

Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Е. Е. Лазаренко, В. И. Блажко

Два типа рудной минерализации золото-полиметаллического рудопроявления Балки Широкой (Среднее Приднепровье)

(Представлено академиком НАН Украины Е. А. Кулишом)

Quartz-polymetal mineralization in volcanic metasomatites (propylites) (1) was transformed by a metamorphism (530–450 °C) which destroyed the fluid inclusion system and disturbed the sulfur isotope equilibrium in sulfides. The Au–Ag–Pb–Zn ores in beresites (2) were formed by the post metamorphic activity with generation of the epithermal regressive sulfide-bearing system close to the equilibrium temperature range 420–110 °C. In view of the difference in tendencies for the ³⁴S content to vary in ore systems, the inversion of ore-forming conditions from the oxidizing (1) to restoring (2) ones took place.

На основе проведенных геолого-минералогических, изотопных и термобарогеохимических исследований [1] авторы разработали многоэтапную генетическую модель золотонакопления в рамках Au–Ag–Pb–Zn рудопроявления Балки Широкой (Чертомлыкская зелено-каменная структура архея Украинского щита). Эта модель включает в себя формирование первичной рудной минерализации вулканогенной природы, региональный метаморфизм и эпитегрмальное перераспределение вещества в зоне березитизации. Дополнительное изучение материала, в свое время предоставленного в наше распоряжение Ю. М. Коптюхом, позволило подтвердить и уточнить высказанные положения.

Статья посвящена сравнению Au-полиметаллических руд зоны березитов, вскрытой разрезом скважин 3238–3264, и полиметаллической минерализации, выявленной на флангах этого рудопроявления скважиной 4156.

Рудопроявление связано с пачкой кремнисто-карбонатных (Fe доломит и сидероплезит), и кварц-хлорит-мусковитовых + эпидот, биотит, магнетит и амфибол куммингтонит-грюнеритового ряда парасланцев, магнетит-хлорит-карбонатных (сидероплезит) Fe кварцитов, а также метатуфов дацитового состава, переслаивающихся с метабазитами, которые также изменены до ортосланцев с развитием аналогичных парагенезисов [1]. Исходные породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, по Н. Л. Добрецову и др. [2], фации, что подтверждается температурой (530–450 °C), рассчитанной на основании значений $\delta^{18}\text{O}$ (‰) кварца (+10,4) и магнетита (+0,6...+2,3), сосуществующих равновесно в железистых кварцито-сланцах всяческого бока зоны (скв. 3264, 137,6–137,7 м.).

Полиметаллическая минерализация скважины 4156 (213,6–228,4 м) локализована в карбонат-хлорит-магнетитовых кварцитосланцах (+горизонт Fe кварцитов), заключенных среди метабазитов. Метасоматические изменения, отчетливо дометаморфические, обнаруживают зональность с выделением следующих зон (от периферии к центру):

1. Зона пропилитов в метабазитах, сложенная шпирообразными выделениями существенно эпидотового состава с кварцем и карбонатом в центральных частях. Базальтоиды, включая шпирообразные, рассланцованы и вблизи контакта с железисто-кремнисто-карбонатными породами превращены в кварц-альбит-карбонат-хлоритовые ортосланцы.

2. Зона кварц-карбонат-серицит-хлоритовых с магнетитом и сульфидами метасоматитов в кварцитосланцах. Начало зоны литологически совпадает со сменой эдукта; для нее характерны: дометаморфические деформации пород, вплоть до брекчирования, и проявление зональности, выразившейся в неравномерном распределении минералов с постепенным (от периферии к центру) вытеснением хлорита серицитом и развитии жильных фаций. Магнетит присутствует в виде мелких гнезд, количество его в указанном направлении также снижается. Первично-полосчатая текстура пород в общем сохраняется, вместе с тем деформированные кварц-карбонатные участки обособляются. Сульфиды представлены мелкими гнездами пирита и тонкой импрегнацией метакристаллов арсенопирита, приуроченными, в основном, к хлорит-серицитовой массе. Отмечается, в виде гнезд, ассоциация пирротин — халькопирит.

3. Зона кварц-карбонат-серицитовых с сульфидами метасоматитов. Эдукт сохраняется, но кварц-карбонатные обособления все более приобретают характер жил, появляются прожилки и участки перекристаллизации такого же состава. Наряду с единичными гнездами пирротина-халькопирита, а также метакристаллами пирита и арсенопирита, количество которых увеличивается, в призальбандовых частях жилообразных обособлений появляются гнезда и прожилки пирита и полосовидные участки хлорита, насыщенные игольчатым арсенопиритом и, кристаллическим пиритом. В зоне проявлены характерная сланцеватость, плейчатость, катаклаз пород, грануляция кварца, а также будинажа жильных образований.

4. Центральное ядро экранируется сверху горизонтом Fe кварцитов и отличается от предыдущей зоны интенсивностью дометаморфического тектоногенеза и степенью минерализованности. Железистые кварциты также испытали дометаморфические дислокации и метасоматическое изменение: перераспределение минералов, прежде всего магнетита, вытеснение хлорита серицитом, сульфидизацию. Но именно в них, в силу тонкого переслаивания с участием карбонатов, кварца и обилия силикатных примесей, эти черты особенно сильно затушеваны метаморфизмом, выразившимся в проявлении различных реакций, в том числе декарбонатизации [3], и “собираением” сульфидов (пирита, пирротин ± халькопирит) в цепочки согласно полосчатости, которая местами имеет теневой характер.

Рудные обособления, жилообразной формы и зонального строения, приурочены к наиболее деформированным участкам ядра, как в кварцито-сланцах, так и в Fe кварцитах, имея с ними несогласные контакты. В зальбандовых частях обособлений, в основном в ассоциации с меланократовыми минералами и серицитом, наблюдается обильная вкрапленность и мелкие гнезда пирита, иногда пирротина, а также импрегнация тонких кристаллов арсенопирита. Жильная масса представлена существенно кварцем с примесью карбоната, хлорита и серицита и отдельными включениями пирита, а также крупными гнездами с последовательно изменяющимся составом (от периферии к центру): кварц ± карбонат — пирит, пирротин — халькопирит, сфалерит — галенит ± сульфосоли, по-видимому, ряда тетраэдрит-фрейбергит (содержание Ag, по данным ГГП “Кировгеология”, достигает 280 г/т).

Анализ взаимоотношения минеральных парагенезисов и деформационных проявлений описанного фрагмента позволяет с уверенностью фиксировать: трещиннообразование, катаклаз и брекчирование, предшествовавшие метаморфизму и, вероятно, протекавшие в рамках синвулканического сольфатарно-фумарольного процесса, и дислокации, сопровождавшие метаморфизм. Последние накладываются на метасоматиты, фактически превращенные в метаморфические сланцы, а также на жильные и рудные минералы, это: рассланцевание, секущее жилы, будинаж и деформации со смещением кварц-карбонатных прослоев и жил.

Жильный кварц отчетливо структурирован сочетанием тонкой грануляции с системой трещин сланцеватости, некоторые из них проявляют характерную для метаморфических процессов микроплочатость. Иногда межзерновые трещины выполнены пылевидным, как бы перетертым, силикатным и рудным веществом, оконтуривающим кварцевые гранулы, встречаются и более крупные зерна рудных минералов, напоминающие своей формой остроугольные или округленные обломки. Участками кварц буквально насыщен тонкими минеральными (силикатными) вростками. Флюидные включения, размеры которых (от 1–3 до 7 мкм) не позволяют исследовать их детальнее, концентрируются в основном около внутри зерновых трещин, как следствие залечивания последних растворами. По-видимому, они имеют гетерогенный состав — газовый (CO₂) или жидкий. В относительно крупных (5–7 мкм) включениях можно различить жидкую, газовую и твердую (кристалл соли) фазы, что свидетельствует о возможном вскипании раствора, например, при резком падении давления.

Для сравнения нашего фрагмента с колчеданными рудами первично-вулканогенной природы [4], изучен кварц кварцитов и кварцитосланцев сульфидной фации Сергеевского участка Сурской зеленокаменной структуры (скв. 0736; 173,5–307,0 м). Этот кварц характеризуется усиливающейся с глубиной грануляцией и уменьшением размера зерен до десятых долей миллиметра и мельче. Отмечается также его насыщенность флюидными включениями размером 1–9 мкм; начиная с 285,6 м и глубже размер их не превышает 1,5 мкм. Судить о фазовом составе включений трудно, по-видимому, преобладают газожидкие с наполнением газовой фазой 20–30%, редко больше. При этом отмечается фазовое их разнообразие даже в одной трещине: водно-солевые разного наполнения, с CO₂, в том числе жидким, с углеводородами. В вакуолях углекислотного наполнения газовая составляющая занимает около 10% объема. Встречаются и относительно крупные трехфазовые включения с водным раствором, жидким CO₂, кристалликами NaCl и, возможно, органическим веществом, которые при температуре около 350 °С разгерметизируются, т.е. они, скорей всего, характеризуют начало регрессивного процесса.

Температура начала интенсивного газовыделения из проб кварца и вмещающих его пород, определенная методом вакуумной декрипитации, фиксируется довольно четко, увеличиваясь с глубиной от 380 до 500 °С, что в целом отвечает зеленосланцевой фации метаморфизма. Этот метод, кроме того, позволяет оценить степень эпитермальной регенерации флюидной системы. В частности, в разрезе скважины 0736 газовыделение характеризующее регенерацию, проявляется в диапазоне температур: от 50 до 350 °С, и весьма несущественно, за исключением одного образца (307,0 м), представленного перекристаллизованным, типично жильным кварцем с сульфидами. В этом образце декрипитация в “метаморфогенном” температурном интервале почти не проявилась, но зато, как нигде, отчетливо газовыделение обозначилось в диапазоне, связанном с регенерацией и подтвержденном наблюдениями гомогенизации включений (140–360 °С). Следует подчеркнуть практический аспект, а именно: возможность использования метода декрипитации для выявления в рудных районах участков активизации как перспективных для поисков месторождений Au.

Прослеживаемая параллель флюидных систем в синвулканических рудах скв. 4156 и 0736, таким образом, обусловлена как сходными условиями метаморфизма, так и проявлением в той или иной степени постметаморфической регенерации этих систем в начальные фазы эпигенеза. Такое заключение подтверждается результатами изотопного (Pb) исследования галенита (скв. 4156; 220,3 м): модельный возраст по отношению ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb составляет 3000 млн лет; по отношениям ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb — 2800 млн лет [1]. Изото-

пный возраст, определенный по Rb галенитов из разных рудопроявлений зеленокаменных структур Приднепровья, при широких вариациях (3000–2550 млн лет [5]) чаще всего дает именно максимальные значения, что соответствует времени проявления регионального метаморфизма, тогда как “омоложенный” галенит показывает активизацию системы.

Признаком совмещения нескольких процессов, в нашем случае — вулканогенного рудообразования и наложенного метаморфизма, является нарушение изотопного равновесия в системе сульфидов центрального, рудного ядра. Определение изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰): пирита (2) +1,3 и +1,5; арсенопирита (2) –4,2 и +3,6; пирротина (1) +3,0; сфалерита (1) 0,5; галенита (2) +1,2 и +2,3, судя по экспериментально установленным графикам фракционирования изотопов серы в сульфидах [6], демонстрирует именно такую неравновесную систему. (Здесь и далее по тексту цифры в скобках при изотопных данных показывают количество проб.)

Сравнение изотопного соотношения серы пирита внешних и внутренних зон обнаруживает тенденцию к смещению значений $\delta^{34}\text{S}$ (‰) в этом направлении в пользу изотопа ^{32}S : соответственно +2,4... +2,7 (2) и +1,3... +1,5 (2), что согласуется с представлениями о протекании этих метасоматических процессов в кислотной, окислительной среде.

Ореол рудных березитов скважин 3238–3264 также обнаруживает зональное строение [1], причем внешней зоной (эдуктом) здесь, как правило, служат пропилитизированные базиты и залегающие среди них кварц-альбит-слюдистые с хлоритом и магнетитом (+ильменит) метасоматиты, которые связаны с прослоями парапород и дацитовых туфов и содержат кварц-карбонатные жилы и прожилки с пиритом в зальбандах. Метасоматиты превращены в типично метаморфические сланцы, жильные выделения рассланцеваны и будинированы в направлении, не совпадающем с ориентировкой жил. В кварце внешних частей зоны со следами хрупких деформаций обнаружены включения, разгерметизированные сухими трещинами, а также мелкие (не более 3 мкм) включения метаморфогенной природы. Эпидот и клиноцоизит здесь сохраняются в виде полуразложенных реликтов, тогда как хлорит начинает проявлять активные границы, альбит образует регенерированные лейсты, а магнетит, наряду с реликтами, новообразованные метакристаллы.

Собственно березиты (промежуточная зона) также имеют унаследованный кварц-карбонат-слюдистый с сульфидами состав, но слюды здесь несут более отчетливые следы регенерации — серицит преобразуется в мусковит, в участках повышенной железистости появляется биотит. Область лейстового альбита определяется составом эдукта, хлорит и магнетит относятся к реликтовым минералам, ильменит замещается сфеном.

Катаклиз и дробление березитов, связанный с постметаморфической фазой дислокаций активизационного типа, сопровождаются перекристаллизацией материала с формированием жилообразных зон кварц-карбонатного (Mg анкерит, Fe доломит, сидероплезит) состава с мелкочешуйчатым мусковитом в зальбандах, поздним хлоритом, турмалином, шпинелью и сульфидами (внутренняя зона). В противоположность вулканогенным метасоматитам, березиты, контролируемые на этом участке основное (промышленное) Au-полиметаллическое оруденение, влияния метаморфизма не обнаруживают.

Золотоносны линейные узкие, явно тектоногенные, зоны дробления, более интенсивного на фоне общего тектоно-метасоматического изменения пород, залеченные кварц-карбонат-сульфидным материалом. Рудная минерализация характеризуется последовательным и зональным отложением минералов (от зальбандов к центру): пирит-мельниковит, марказит; кварц, арсенопирит, пирит (метакристаллы в форме кубов, пентагон додекаэдров, октаэдров и тетраэдров); пирротин, халькопирит, сфалерит, сульфосоли Cu, Pb, Sb, Ag (Ag-тет-

раздрит, фрейбергит, буланжерит, фрейеслебенит); галенит. Зональность выражена значительно слабее, чем в первом фрагменте, имеют место явления телескопирования. Именно к участкам совмещения ранней (кварц-пирит-арсенопирит) и поздних (пирротин-халькопирит-сфалерит; карбонат-сфалерит-халькопирит-сульфосоли + галенит) ассоциаций тяготеет самородное золото (высоко- и низкопробное) и электрум.

Изучение газовой-жидких включений в кварце промежуточной и внутренней зон березитов [1] свидетельствует о формировании здесь типично гидротермальной, регрессивной, флюидной системы, причем включения в собственно березитах и рудных зонах различаются. Первые, более крупные (до 20 мкм), округлой формы, образовались в относительно стабильных условиях периферических частей ореола; гомогенизируются в широком диапазоне температур: от 420 до 120 °С. Вторые мельче (не более 10 мкм), угловатой формы и с пониженной температурой гомогенизации: 290–110 °С, очень редко 340–310 °С, при температуре максимальной флюидонасыщенности около 290–210 °С. Температура, рассчитанная по изотопно-кислородным отношениям кварц — вода [1] в предположении равновесия, варьирует от 255–220 °С в березитах до 230–200 °С в рудных частях зон, т.е. подтверждает факт относительного охлаждения системы в период рудообразования. В общем в системе березитов наиболее широко распространены водно-солевые включения с примесью твердого битумного вещества; химический состав растворов близок к $\text{CaCl}_2\text{—NaCl—H}_2\text{O}$, концентрация около 11,5%. Судя по различиям в температуре гомогенизации и фазовом наполнении сингенетических включений, при кристаллизации кварца имело место вскипание растворов. Кроме водно-солевых, отмечаются включения с жидким CO_2 , плотность которого возрастает от периферических частей ореола (0,688–0,731 г/см³) к центральным (0,755 г/см³), количество таких включений также увеличивается в этом направлении.

Изотопные исследования [1], подтверждая устойчиво регрессивный характер системы, свидетельствуют также о стремлении ее к равновесию. Значения $\delta^{18}\text{O}$ (‰) магнетита — –1,6... –1,1 (2) в висячем и лежащем боках зоны (скв. 3238, 177,3–193,3 и 284,8–334,0 м), тяжелее по сравнению с метаморфогенным магнетитом Fe кварцито-сланцев –2,6... –1,5 (2); оцененная по разности $\delta^{18}\text{O}$ кварц — магнетит температура опускается приблизительно до 400–340 °С.

Сульфиды по $\delta^{34}\text{S}$ (‰) образуют ряд, выдержанный как для ореола в целом [1], так и фрагментарно. В частности, для скважины 3238 (234,8–284,8 м) этот ряд выглядит следующим образом: пирит-марказит (5) +0,3... +3,9 (+2,5); пирротин (1) +1,8; халькопирит (1) +0,7; сфалерит (1) –0,1; арсенопирит (1) –1,7; галенит (1) –4,1. Исходя из приведенных данных, сульфидная система, возникшая как следствие эпитептермальной регенерации, в отличие от системы, испытавшей метаморфизм, приближается к последовательности сульфидов в равновесном ряду фракционирования изотопов серы [6], исключение составляет сфалерит.

О температурных условиях формирования руд косвенно можно судить также по присутствию в них фрейеслебенита, температура отложения которого, судя по экспериментальным данным [7], изменяется в диапазоне от 275 до 220 °С при относительно низком давлении. Практически полное отсутствие Ag и очень низкое содержание Sb в галените этих руд, указывает на переотложение его с очищением от примесей при $t < 220$ °С, поскольку при температуре 220 °С в галенит может изоморфно входить до 0,85% Ag и 1,0% Sb, а при повышении температуры это количество еще более возрастает [7]. Эти данные подтверждаются непосредственными наблюдениями, согласно которым галенит выделился несколько позже сульфосолей.

Важная отличительная особенность березитов обнаруживается при сравнении изотопного состава серы пирита по зонам (от периферии к центру). Самые низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (‰) установлены в пирите внешней зоны, сложенной метаморфизованными синвулканическими метасоматитами ($-3,1 \dots +1,9$; среднее по трем образцам $+0,1$), причем пирит с самой легкой серой относится к участку наиболее интенсивного их проявления с кварц-карбонатными прожилками. В березитах промежуточной и рудной зонах сера пирита последовательно утяжеляется: $+0,3 \dots +2,3$; среднее $+1,3$ (6) и $+1,7 \dots +3,9$; среднее $+2,8$ (10). Т.е. эта тенденция в постметаморфических березитах противоположна той, которая установлена для дометаморфических вулканогенных метасоматитов, что служит свидетельством инверсии условий минералообразования от окислительных к восстановительным.

Сравнение рудных образований двух типов, как и собственно наличие руд без существенной регенерации, является аргументом в пользу проявления в зеленокаменных структурах Приднепровья именно этапа тектоно-метасоматической активизации, а не просто смены прогрессивного регионального метаморфизма регрессивным, что, например, следует из работы [5]. Эта активизация, как указывалось нами ранее [1], возможно, связана с внедрением в жесткую кору гранитоидных расплавов повышенной щелочности. Изотопный (U–Pb по циркону) возраст некоторых таких массивов щелочных гранитоидов (2815–2700 млн лет [9]) вполне согласуется с “омоложенным” возрастом части галенитов.

Среди признаков многоэтапности становления системы, частью изложенных в данном сообщении, отметим также индикаторность магнетита, как одного из сквозных минералов [1]. Состав его, по сути, отражает влияние всей совокупности процессов формирования зоны, включая толеит-коматиитовый (Ti, V, Cr, Co) и тоналитовый (Sn) магматизм, седиментогенез (Mn и, может быть, Pb), эксгальационные процессы (As, Bi, Te) и листовенито-березитовый золоторудный метасоматоз (Au, Ag, As, Pb, Zn, Bi).

1. Фомин Ю. А., Демичов Ю. Н., Шибецкий Ю. А. и др. Золото-полиметаллическое оруденение Балки Широкой (Среднее Приднепровье) // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 1. – С. 74–87.
2. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Реввердатто В. В. и др. Фации метаморфизма. – Москва: Наука, 1970. – 322 с.
3. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. В 5-ти т. Т. 5. – Москва: Мир, 1966. – 406 с.
4. Фомин Ю. А., Коржнев М. Н. Генетические особенности золото-колчеданных руд Сурской структуры (Украинский щит) // Докл. АН Украины. – 1993. – № 12. – С. 121–126.
5. Monakhov V. S., Sukach V. V., Kostenko O. V., Malykh M. M. Gold-bearing factors of the Middle Dnieper granite-greenstone Area of Ukrainian Shield (for Sursk greenstone structure) // Минерал. журн. – 1999. – 21, № 4. – С. 20–31.
6. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. – Москва: Мир, 1977. – С. 175–212.
7. Ненашева С. Н. Экспериментальное исследование природы примесей серебра, сурьмы и висмута в галените. – Новосибирск: Наука, 1975. – 124 с.
8. Монахов В. С., Фомин Ю. А., Синицын В. А. и др. Сульфосоли из проявлений золотой минерализации в докембрии Среднего Приднепровья // Минерал. журн. – 1995. – 17, № 3. – С. 58–66.
9. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1989. – 144 с.