

УДК 549.324 : 552.5 (477.6)

О.В. Цільмак, Л.З. Скакун

Львівський національний університет імені Івана Франка
79005, м. Львів, Україна, вул. Грушевського, 4
E-mail: oksana.tsilmak@gmail.com; lzsakun@gmail.com

ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ МЕТАКРИСТАЛІВ ПІРИТУ І АРСЕНОПІРИТУ БОБРИКІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА (ДОНБАС)

Викладено результати дослідження внутрішньої будови метакристалів піриту й арсенопіриту на Бобриківському золоторудному родовищі. За допомогою методу структурного травлення встановлено і статистично доведено успадкований характер внутрішньої будови метакристалів від текстури вмісних порід. Показано особливості внутрішньої будови метакристалів, які можуть слугувати вказівником відносного часу формування метакристалів щодо епігенетичних перетворень вмісних порід. На основі визначення індексу кристалічності іліту встановлено, що вмісні породи Бобриківського золоторудного родовища зазнали постдіагенетичних змін на рівні епіметаморфізму, а метакристали піриту й арсенопіриту утворились до перекристалізації та метаморфізації вмісних порід на стадії анхіметаморфізму.

Ключові слова: Бобриківське золоторудне родовище, вмісна порода, анхізона, епізона, індекс кристалічності іліту, метакристал, внутрішня будова.

Вступ. У природних умовах широко розвинуті процеси утворення кристалів у твердому середовищі, які відбуваються, зокрема, під час розпаду твердих розчинів, у ході метаморфізму гірських порід чи метасоматичного заміщення. Не є винятком і золоторудні родовища у чорносланцевих товщах, характерною особливістю яких є тонкорозсіяні вкраплені, шаруваті та лінзоподібні утворення сульфідів, присутні в неоднаковій кількості на різних об'єктах. Особливу увагу привертає вкраплена мінералізація сульфідів у вигляді метакристалів. Незважаючи на широке поширення, процеси росту кристалів у твердому середовищі малодоступні для безпосередніх спостережень і досліджень.

Відома незначна кількість публікацій, де викладено результати дослідження метакристалів у породах чорносланцевого типу [1]. Об'єктом дослідження обрано Бобриківське золоторудне родовище, де метакристали піриту і арсенопіриту трапляються в піщано-глинистих породах осадової товщі кам'яновугільного віку. Деякі аспекти вивчення метакристалів піриту і арсе-

нопіриту Нагольного кряжу висвітлені у низці мінералогічних зведень по Донбасу [5, 6, 8], згідно з якими утворення метакристалів піриту і арсенопіриту відбувалось на метаморфогенному (дорудному) етапі розвитку осадової товщі внаслідок мобілізації тонкорозсіяних дисульфідів заліза осадового генезису і перекристалізації різних за морфологією піритових утворень за участі гідротермальних розчинів з лужною реакцією. Низькі термодинамічні умови процесів діагенезу не сприяли утворенню арсенопіриту і арсен знаходився у розсіяному стані в глинистих і сульфідних мінералах на осадово-діагенетичному етапі розвитку осадової товщі. Однак механізм формування метакристалів і встановлення часу їх формування відносно епігенетичних перетворень вмісних порід на Бобриківському родовищі досі детально не вивчені.

Метою дослідження є виявлення внутрішньої будови метакристалів піриту і арсенопіриту з вуглецьвмісної теригенно-осадової товщі Бобриківського золоторудного родовища і співставлення внутрішньої будови метакристалів зі ступенем постдіагенетичних перетворень вмісних порід.

© О.В. ЦІЛЬМАК, Л.З. СКАКУН, 2015

Загальна геологічна характеристика об'єкта. Бобриківське золоторудне родовище приурочене до північно-західної частини Бобриківської антикліналі, яка ускладнює частину південної гілки Головної антикліналі Донбасу, а також приосьової частини Ровеньківського підняття у межах Нагольного кряжу. Крила антикліналі побудовані перешаруванням чорносланцевих псамітових та алевролітових утворень світи C_2^0 , у ядрі відслонюються аналогічні породи світи $C_1^4-C_2^0$ [7]. За даними [9, 10], на денну поверхню виходять породи, які зазнали постдіагенетичних змін ступеня початкового метагенезу. На глибині понад 660 м перетворення порід досягає ступеня пізнього метагенезу. За даними [3], Бобриківське золоторудне родовище розташоване у межах позитивної гравітаційної аномалії, яка охоплює близько 30 % площі Бобриківської антикліналі. Позитивна аномалія сили ваги спричинена термометагенезом порід карбону над апікальною частиною гранітоїдної інтрузії, яка знаходиться на глибині нижче 2 км від границі між підзонами раннього і пізнього метагенезу. Золото-сульфідна мінералізація у вигляді численних сульфідних жил і прожилків розміщена в тектонічно ослаблених породах, у яких поєднані плікативні і диз'юнктивні субширотні і поперечні дислокації. Зруденіння жильного, жильно-прожилкового та прожилково-вкрапленого типів. У найбільш концентрованої частині мінералізованої зони зосереджений рудний стовпоподібний штокверк, приурочений до складно побудованого вузла у зоні флексурного перегибу [7].

Методика досліджень. Для визначення основних породотворювальних мінералів порід теригенно-осадової товщі Бобриківського золоторудного родовища досліджено пелітову фракцію за допомогою рентгенометричного аналізу, який виконано на дифрактометрі ДРОН-3 у Міжкафедральній лабораторії рентгеноструктурного аналізу геологічного факультету Львівського національного університету (ЛНУ) імені Івана Франка (аналітик А.В. Дворянський). Сім зразків порід різного літологічного складу відібрано з керового матеріалу св. 765 (флангова частина родовища) в інтервалі глибини 51,3—195,6 м.

Визначення другорядних мінералів вмісних порід (у тому числі акцесорних) та дослідження метакристалів виконано у відбитому світлі за допомогою поляризаційного мікроскопу МЕТАМ Р-1. Для цього з керового матеріалу

св. 2Т, 634 і 731 виготовлено поліровані шліфи (шість штук), інтервал глибини 24,5—795,0 м.

Хімічний склад і просторово-часові співвідношення мінералів вмісних порід визначено за допомогою енергодисперсного аналізатора на базі растрового електронного мікроскопа-мікроаналізатора *РЕММА-102-02* у Науково-технічному та навчальному центрі низькотемпературних досліджень ЛНУ імені Івана Франка (аналітик Р.Я. Серкіз). Поліровані зразки (17 штук) виготовлено з керового матеріалу св. 2Т, 634, 644, 689, 730, 731, 765. Напруга електронного променя 20 кВ. Використано аналітичні лінії K_{α} для К, Na, Ca, Mg, Fe, Mn, Al, Ti, Si.

Оцінка ступеня епігенетичних перетворень вмісних порід проведена за розрахунком індексом кристалічності іліту або індексом Кьоблера (*IK*), який базується на впорядкованості структури іліту і визначається на дифрактограмах за шириною піка (001) іліту у ділянці $\frac{1}{2}$ його висоти [11]. Зростання впорядкованості структури іліту призводить до зменшення ширини піка (001) на дифрактограмі.

Для виявлення внутрішньої будови метакристалів за допомогою методу структурного травлення використано такі реагенти: для арсенопіриту — суміш $K_2MnO_4 : H_2SO_4 = 1 : 1$, для піриту — $HNO_3 + CaF_2$. Після структурного травлення проведено фотографування під рудним мікроскопом ПОЛАМ Р-311 за допомогою камери *VISION* (приєднаної замість окуляра) та комп'ютерної програми для зчитування та обробки відео *Video Studio 7*. Для покращення якості оконтурення об'єктів дослідження та точності замірів здійснено обробку фотографій за допомогою комп'ютерної програми для обробки фото та малюнків *Corel PHOTO-PAINT 11*. За допомогою комп'ютерної програми *ImageJ* здійснено оконтурювання і вимірювання площ об'єктів у метакристалах піриту та вмісній породі.

Результати досліджень. *Епігенетичні перетворення вмісних порід Бобриківського золоторудного родовища.* Мінеральний склад порід теригенно-осадової товщі Бобриківського родовища, досліджений за допомогою рентгенометричного аналізу пелітової фракції, доволі простий. Головні породотворювальні мінерали представлені кварцом, ілітом та польовим шпатом (малопоширеним). Мікроскопічні дослідження засвідчили наявність у вмісних породах виділень органічної речовини, рутилу і

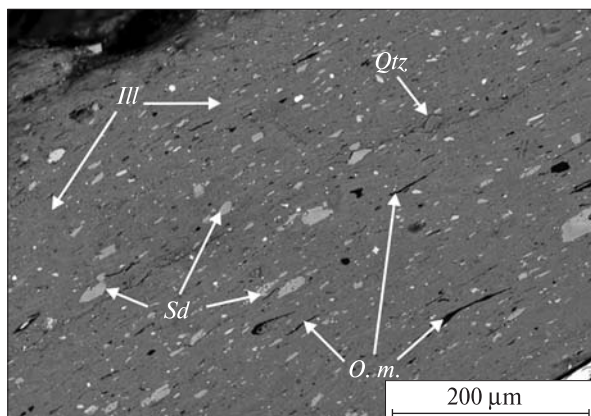


Рис. 1. Сланцювата текстура породи підкреслена паралельно орієнтованими виділеннями іліту (Ill), органічної речовини (O. m.), кварцу (Qtz) і сидериту (Sd) (EM, режим відбитих електронів) (св. 644, гл. 116,0 м)

Fig. 1. The slate texture of the matrix emphasized by parallel grains of illite (Ill), organic matter (O. m.), quartz (Qtz) and siderite (Sd) (EM BSE) (borehole No 644, depth 116.0 m)

циркону. Спостерігаються також порфіробласти піриту, арсенопіриту, сидериту, анкериту, апатиту, монациту, флоренситу і ксенотиму; луски мусковіт-фенгіту, хлориту і локальні малопотужні облямівки каолініту.

Текстура глинистих порід сланцювата, піщаних — масивна. Сланцюватість порід підкреслена розташуванням у вигляді ланцюжків зерен кварцу, лусок іліту і виділень органічної речовини, довга вісь яких паралельна площині нашарування (рис. 1).

За результатами мікрозондового аналізу слюди з вмісної породи виявлено її неоднорідний хімічний склад. Типоморфним для слюд Бобрівського родовища є вміст FeO і MgO, який змінюється в межах 0,7—6,98 і 0,66—3,07 ваг. % відповідно. Більшість аналізів хімічного складу породоутворювальної слюди відповідає твердому розчину мусковіт — іліт. Проте певна кількість аналізів слюди на діаграмі (Fe + Mg) — Si (рис. 2) відповідає мусковіт-фенгітовій частині ізоморфного ряду мусковіт — селадоніт. Мікроскопічно мусковіт-фенгіт спостерігається у вигляді окремих дрібних лусок довжиною до 50 мкм серед кварц-ілітової маси породи (рис. 3). Найчастіше виділення мусковіт-фенгіту трапляються у глинистих і алевритно-глинистих сланцях.

Наявність мусковіт-фенгіту у вмісних породах Бобрівського родовища свідчить про постдіагенетичні зміни. Значення ІК, розраховані за дифрактограмами для порід різного лі-

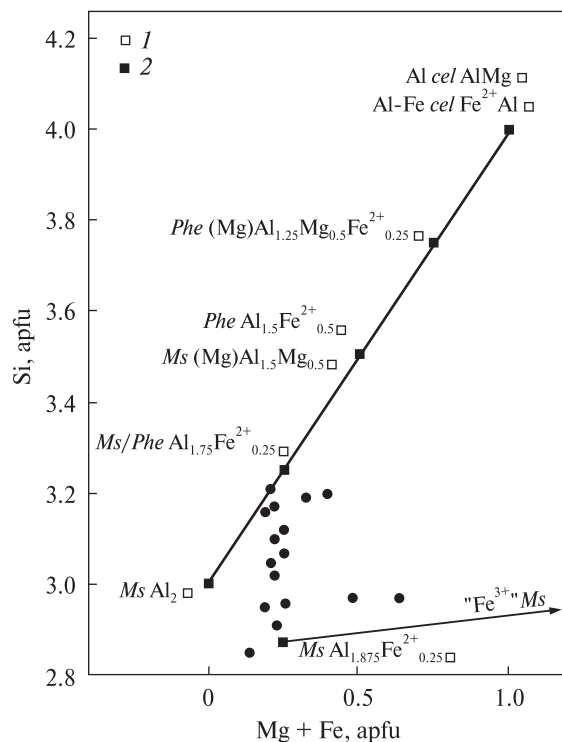


Рис. 2. Хімічний склад слюди з вмісних порід Бобрівського родовища у координатах Si — (Mg + Fe_{tot}). Лінія (x = 0; y = 3) — (x = 1; y = 4) відповідає ізоморфному ряду твердого розчину мусковіт — селадоніт. 1 — хімічний склад мінералів, затверджений ІМА; 2 — ідеальні формули мінералів; Ms — мусковіт, "Fe³⁺" Ms — феримусковіт, Ms/Phe — мусковіт-фенгіт, Phe — фенгіт, Al-Fe cel — алюмо-феримусковіт, Al cel — алюмоселадоніт. Основу для рисунка взято з [13]

Fig. 2. The chemical composition of mica in host rocks within Bobrykove gold deposit in correlation between Si (apfu) and Mg + Fe_{tot} (apfu) for muscovites, phengites and celadonite varieties. Line (x = 0; y = 3) — (x = 1; y = 4) corresponds to the number of isomorphous solid solution muscovite — celadonite. 1 — IMA member; 2 — ideal formulas of minerals; Ms — muscovite, "Fe³⁺" Ms — ferri-muscovite, Ms/Phe — muscovite-phengite, Phe — phengite, Al-Fe cel — aluminoferroceladonite, Al cel — aluminoceladonite. The basis for figure taken from [13]

тологічного складу, належать до інтервалу 0,28—0,45° Δ2θ, що відповідає зоні анхіметаморфізму.

Особливості внутрішньої будови метакристалів піриту й арсенопіриту на Бобрівському родовищі. Метакристам піриту й арсенопіриту на Бобрівському родовищі властива приуроченість до різних літологічних різновидів порід — метакристали піриту тяжіють до більш глинистих порід, у той час як метакристали арсенопіриту розвинені у породах, в яких переважає піщана складова. Така закономірність

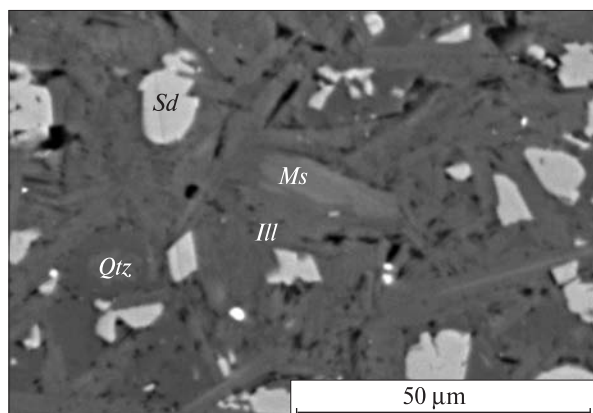


Рис. 3. Виділення мусковіт-фенгіту (Ms) і сидериту (Sd) у матриці породи, складеній кварцом (Qtz) та ілітом (Ill) (EM, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 100,0 м)
 Fig. 3. The allocation of muscovite-phengite (Ms) and siderite (Sd) in the rock matrix composed of quartz (Qtz) and illite (Ill) (EM BSE) (borehole No 634, depth 100.0 m)

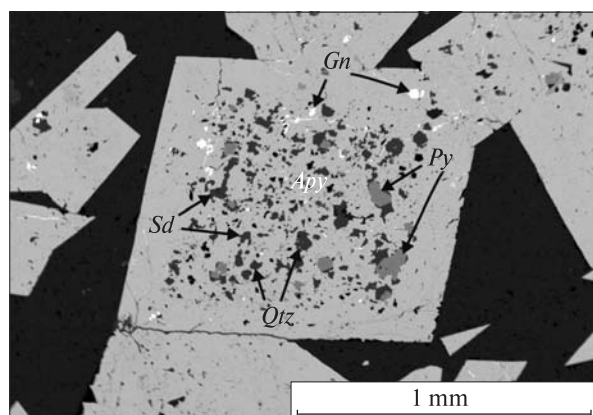


Рис. 4. Арсенопірит (Apy) поїкілітовий з включеннями кварцу (Qtz) і піриту (Py) та виділеннями сидериту (Sd) й галеніту (Gn) (EM, режим відбитих електронів) (св. 689, гл. 807,0 м)
 Fig. 4. The poikilitic arsenopyrite (Apy) with inclusions of quartz (Qtz) and pyrite (Py) and allocation of siderite (Sd) and galena (Gn) (EM BSE) (borehole No 689, depth 807.0 m)

позначилась на внутрішній будові метакристалів арсенопіриту. Арсенопірит у піщано-глинистих сланцях та пісковиках представлений вкрапленістю короткопризматичних кристалів із чітким ромбічним перетином розміром 0,01–2 см, всередині яких спостерігаються протовключення кварцу неправильної або округлої форми, що надає індивідам поїкілітоподібної внутрішньої будови (рис. 4). Часто порожнини в арсенопіриті вивонені епігенетичними включеннями сидериту, протовключеннями іліту й інкрустовані сингенетичними кристалами піриту ідіоморфної форми. Струк-



Рис. 5. Зональна і неоднорідна внутрішня будова арсенопіриту, виявлена структурним травленням (св. 689, гл. 751,0 м)

Fig. 5. Zonal and heterogeneous internal structure of arsenopyrite revealed by etching (borehole No 689, depth 751.0 m)

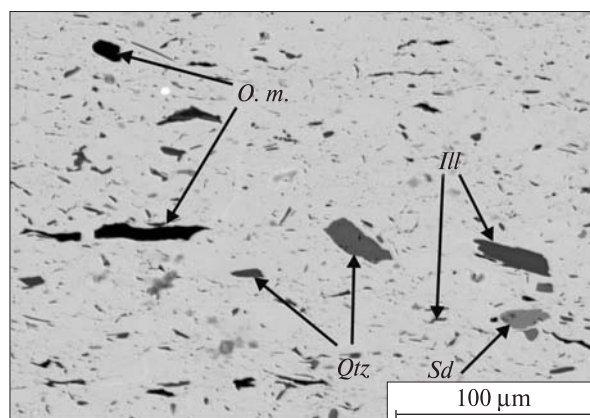


Рис. 6. Поїкілітова внутрішня будова піриту, спричинена включеннями кварцу (Qtz), іліту (Ill), органічної речовини (O. m.) і виділеннями сидериту (Sd) (EM, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 100,0 м)

Fig. 6. Poikilitic internal structure of pyrite caused by quartz (Qtz), illite (Ill), organic matter (O. m.) inclusions and siderite allocation (Sd) (EM BSE) (borehole No 634, depth 100.0 m)

турним травленням на периферії метакристалів арсенопіриту виявлена ростова зональність, а у центральних ділянках — неоднорідна мозаїчна внутрішня будова (рис. 5).

Метакристали піриту у глинистих і вуглисто-алевритових вмісних породах Бобріківського родовища представлені вкрапленістю кубічних кристалів розміром 0,01–1 см, всередині яких спостерігаються переважно протовключення кварцу, іліту й органічної речовини, внаслідок чого в метакристалах піриту прояв-

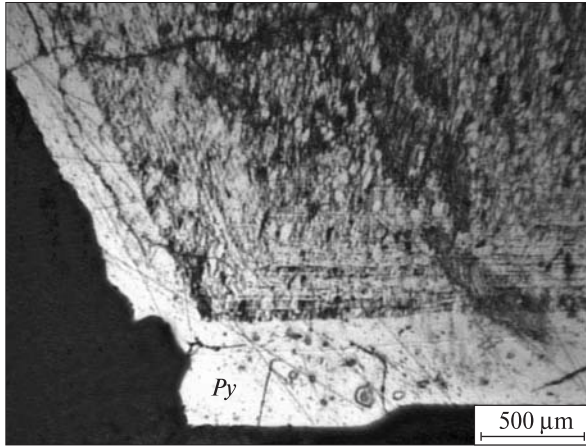


Рис. 7. Ділянки зональної і "тіньової" внутрішньої будови метакристалів піриту (Py), виявлені структурним травленням (св. 731, гл. 899,0 м)

Fig. 7. Zonal and hidden internal structure of pyrite (Py) detected by etching (borehole No 731, depth 899.0 m)

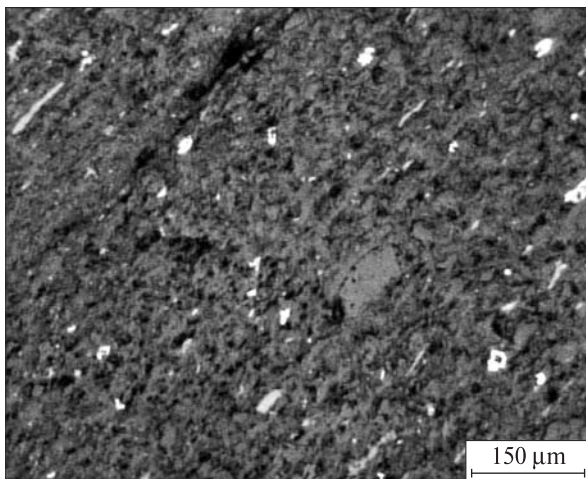


Рис. 8. Текстура вмісної породи, суміжної з метакристалом піриту (св. 731, гл. 316,0 м)

Fig. 8. The texture of host rock adjacent to metacrystals of pyrite (borehole No 731, depth 316.0 m)

ляється пойкилітова внутрішня будова (рис. 6). Наявність у метакристалах піриту епігенетичних включень сидериту, галеніту, халькопіриту та інших мінералів має накладений характер. Спостережено, що у "тілі" метакристала відбувається одночасне розчинення протоквлючень іліту і кварцу, проте розчинення іліту відбувається дещо швидше. Важкорозчинні і стійкі за цих умов метасоматозу органічна речовина і акцесорні мінерали зберігаються у вигляді незмінених протоквлючень. Структурне травлення метакристалів піриту виявило складну внутрішню будову. У будові метакристалів піриту

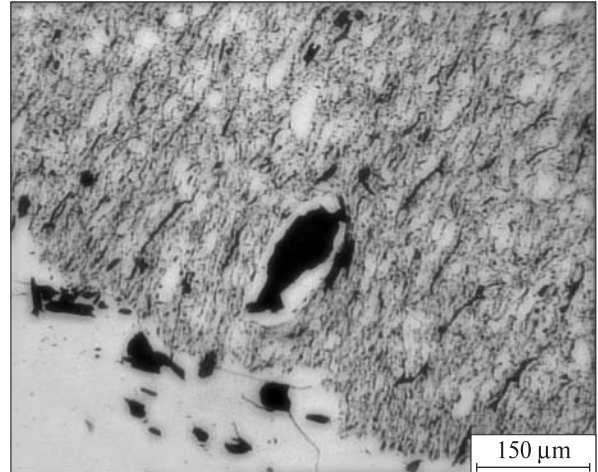
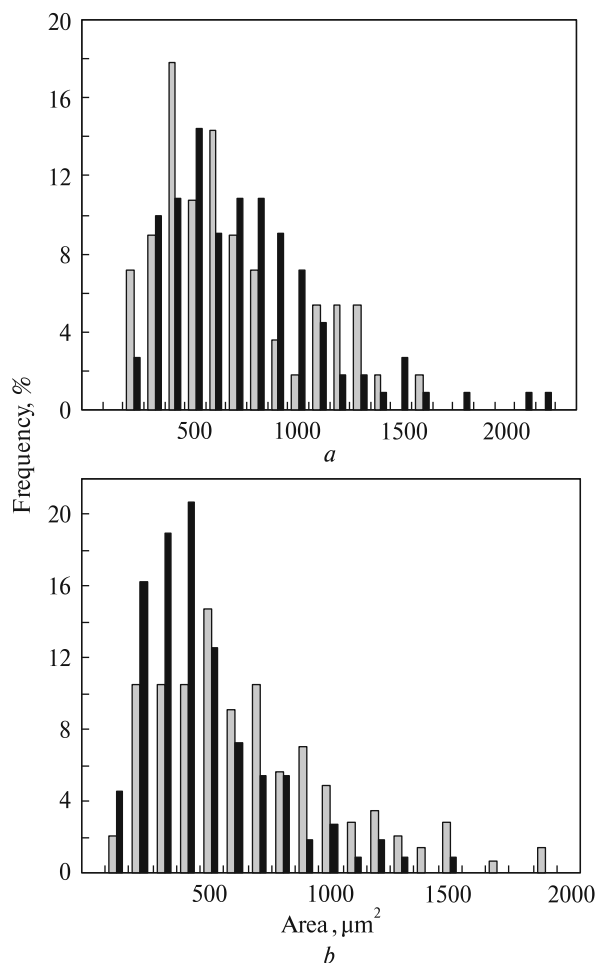


Рис. 9. "Тіньова" внутрішня будова метакристалів піриту з вмісної породи Бобрівського родовища (св. 731, гл. 316,0 м). Фото піриту після структурного травлення і обробки у програмі Corel PHOTO-PAINT 11

Fig. 9. Hidden internal structure of pyrite metacrystal from the host rock within the Bobrykove gold deposit (borehole No 731, depth 316.0 m). The photo of pyrite after etching processing by Corel PHOTO-PAINT 11

спостерігаються три різні ділянки від периферії до центру: масивна перекристалізована, зональна та "тіньова" (рис. 7). У межах ділянок "тіньової" внутрішньої будови метакристалів піриту виділяються блоки різної форми з однорідною будовою.

Спостерігаючи під мікроскопом "тіньову" внутрішню будову метакристалів піриту і текстуру суміжної з ними вмісної породи (рис. 8), звернули увагу на їхню подібність між собою як за просторовим розташуванням, так і за формою зерен. Найбільше подібні між собою зерна кварцу з вмісної породи і однорідні блоки піриту у межах ділянок "тіньової" внутрішньої будови метакристалів. У деяких блоках піриту навіть спостерігаються протоквлючення кварцу (рис. 9). Це дало підстави вважати, що пірит у процесі росту заміщує вмісну породу (у даному випадку зерна кварцу та слюди) і успадковує її текстурні особливості. Для підтвердження даної гіпотези у шести метакристалах піриту (2Т/113, 2Т/795, 634/439, 634/487, 731/24,5, 731/316) у межах ділянок з "тіньовою" внутрішньою будовою статистично порівняли площі блоків однорідної будови піриту і зерен кварцу з суміжної вмісної породи. Опрацювавши статистичний матеріал, побудували гістограми розподілу розмірності. Виявилось, що розмірність зерен кварцу з вмісної породи поблизу метакристалів відносно роз-



мірності блоків піриту з однорідною внутрішньою будовою у метакристалах змінюється як у бік зменшення (рис. 10, *a*), так і у бік збільшення (рис. 10, *b*). Збільшення розмірності зерен кварцу у вмісній породі можна пояснити перекристалізацією в умовах деформації, а зменшення — доростанням під час перекрис-

тис. 10. Розподіл розмірності блоків піриту однорідної будови у метакристалах (чорне) і зерен кварцу у суміжній вмісній породі (сіре): *a* — менший розмір зерен кварцу у породі відносно блоків піриту однорідної будови у метакристалі спричинений перекристалізацією під впливом деформації (зр. 2Т/113); *b* — більший розмір зерен кварцу у породі відносно блоків піриту однорідної будови у метакристалі пов'язаний з доростанням зерен під час перекристалізації (зр. 731/316)

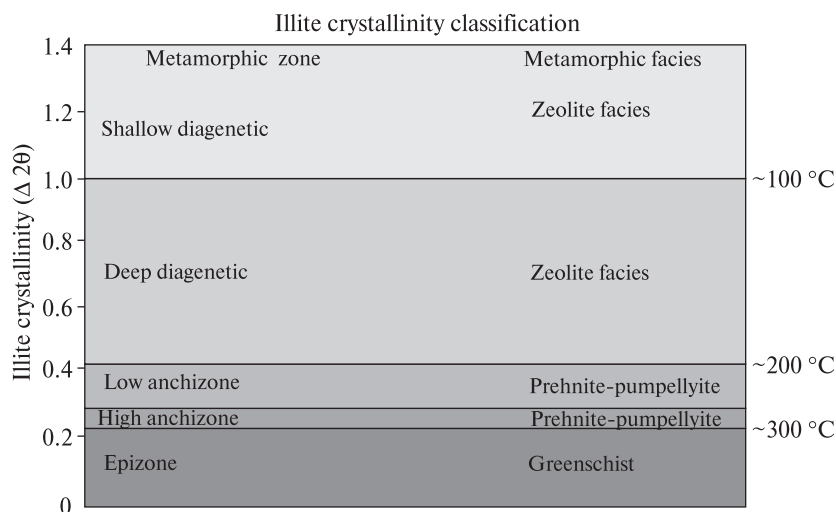
Fig. 10. Distribution of pyrite blocks dimension in metacrystals (black) and quartz grains dimension in host rock (grey): *a* — the quartz grains in the matrix become smaller pyrite blocks in the metacrystal by dynamic recrystallization due to deformation (sample 2T/113); *b* — the quartz grains in the matrix become coarser pyrite blocks in the metacrystal by static recrystallization and grain growth (sample 731/316)

талізації. Так чи інакше, розмірність блоків піриту однорідної будови у метакристалах і зерен кварцу з вмісних порід неоднакова.

Обговорення результатів і висновки. Відомо, що зміни глинистих осадових порід протягом низькотемпературного метаморфізму від аргіліту до глинистого сланцю полягають у трансформації диоктаедричних глинистих мінералів у ряду смектит → змішаношаруватий мінерал (*I/S*) → іліт → мусковіт [11]. Цей перехід супроводжується зростанням впорядкованості структури іліту, що, в свою чергу, призводить до зменшення ширини піка $d(001)$ іліту на дифрактограмах. Сучасні дослідження впливу низькотемпературного метаморфізму на глинисті осадові породи невідривно пов'язані з визначенням *IK*, який є прямим індикатором впорядкованості структури іліту і дає змогу достовірно встановити ступінь постдіагенетичних змін.

Рис. 11. Залежність індексу кристалічності іліту *IK* ($\Delta 2\theta$) від метаморфічних зон і фацій [14]

Fig. 11. The different metamorphic zones and facies corresponding to Kübler index (*IK*) ($\Delta 2\theta$) [14]



В області низькотемпературного метаморфізму виділяють три зони з різним значенням IK : діагенезу, анхі- й епіметаморфізму (рис. 11). Значення IK понад $0,42^\circ \Delta 2\Theta$ свідчать про значний вміст смектитових шарів у іліті, що властиво для порід в умовах стадії діагенезу. Анхізона є перехідною зоною між діагенезом і метаморфізмом зеленосланцевої фації метапелітових порід. Інтервал значень IK $0,25\text{—}0,42^\circ \Delta 2\Theta$ розмежує діагенез і епізону. Верхня межа анхізони співпадає з нижньою межею існування рідких вуглеводнів і переходом дикіту в пірофіліт. Нижня межа анхізони ($0,25^\circ \Delta 2\Theta$) відповідає мінімальному вмісту смектитових шарів у іліті і характеризується появою мінералів зеленосланцевої фації метаморфізму [14].

Значення IK , розраховані для вмісних порід із флангової частини Бобриківського родовища, засвідчили, що глиниста їх складова на метаморфогенному етапі під впливом глибинного магматичного джерела зазнала перекристалізації та метаморфізації в межах анхізони (преніт-пумпелітова фація метаморфізму). Проте вміст мусковіт-фенгіту у глинистих осадових породах родовища у кількості близько 5 % свідчить про перехід від області анхізони до області епізони, що відповідає параметрам зеленосланцевої фації метаморфізму і передбачає прогрів понад 300°C . Зважаючи на те, що вміст мусковіт-фенгіту у глинистих осадових породах родовища не перевищує 5 %, вірогідність потрапляння його до пелітової фракції та відображення на дифрактограмі є доволі низькими. Разом з тим основна частка пелітової фракції належить іліту, який найбільше впливає на ширину 10 \AA піка на дифрактограмі та дещо знижує значення IK . У той же час утворення мусковіт-фенгіту протягом прогресивної стадії метаморфізму здійснювалось за рахунок впорядкування ілітових і смектитових шарів, за активного ізоморфного заміщення за схемою $((\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}, \text{Si}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{VI}}, \text{Al}^{\text{IV}})$, яка є типовою для диоктаедричних слюд [13].

На даний час провідна схема формування метакристалів у твердому середовищі передбачає участь розчинів. Згідно з даними, наведеними А.Е. Глікнім, компактний кристалічний агрегат поводить себе під час заміщення як єдине ціле, утворюючи або загальну псевдо-, або загальну автоморфозу. Це пояснюється утворенням дифузійного поля навколо агрегату, який розчиняється, що спричиняє осадження речовини метакристала на периферії агре-

гату (псевдоморфне заміщення) чи на відстані від нього (автоморфне заміщення) [2]. Навколо метакристала, що росте, існує тонка плівка розчину у капілярному стані. Властивості цього розчину визначені багатьма факторами: поверхневим натягом розчину, товщиною плівки, температурою і тиском у середовищі, складом розчину. Шляхом дифузії компонентів у цій плівці відбувається розчинення субстрату, а за появи перенасичення з цього розчину кристалізується речовина метакристала [4]. Під час росту метакристал оточує зерна мінералів вмісної породи, захоплює їх у вигляді включень, згладжуючи їхні обриси й успадковуючи їхній просторовий розподіл і орієнтацію. Наступний етап деформації може вплинути на матрицю породи, але не на внутрішню будову метакристала, якщо він залишиться недеформованим. Навіть за зміщення метакристала відносно матриці він буде відображати текстуру вмісної породи, якою вона була на момент його утворення [12].

Метакристали з вмісних порід Бобриківського родовища, незважаючи на ранній відносно рудної мінералізації вік, містять інформацію про текстуру матриці породи під час їхнього формування. Наявність іліту, але відсутність мусковіт-фенгіту у вигляді протоклучень у метакристалах піриту свідчить про ріст метакристалів на стадії катагенезу (зона анхіметаморфізму) до перекристалізації та метаморфізації породи. Використавши статистичний метод дослідження у поєднанні з аналізом фотографій, ми дійшли висновку, що пірит у процесі росту заміщує вмісну породу. Механізм та порядок заміщення такий: першими заміщуються луски іліту; другими від периферії до центру заміщуються зерна кварцу. Швидкість руху мінералоутворювального розчину у тих ділянках висока, а перенасичення незначне. Варіація розмірності зерен кварцу з вмісних порід у бік збільшення або зменшення відносно розмірності блоків піриту з однорідною внутрішньою будовою у метакристалах свідчить про перекристалізацію вмісної породи на стадії метагенезу (зона епіметаморфізму) після утворення в ній метакристалів. На стадії метагенезу периферійні ділянки метакристалів зазнають перекристалізації (зональність зникає), по тонких тріщинах і навколо метакристалів (у двориках розтягу) відбувається осадження більш пізніх мінералів (сидерит, галеніт, халькопірит).

На основі проведених досліджень зроблено головні висновки: 1. Вмісні породи з Бобріківського золоторудного родовища на метаморфогенному етапі під впливом магматичного джерела зазнали перекристалізації та метаморфізації, ступінь якої досягнула зеленосланцевої фації.

2. Метакристали піриту й арсенопіриту утворились до перекристалізації та метаморфізації вмісної породи шляхом заміщення вмісної породи на стадії анхіметаморфізму (преніт-пумпелітова фація метаморфізму).

ЛІТЕРАТУРА

1. Бушмакин А.Ф. Унаследованное строение кристаллов пирита из пород с углеродистым веществом // Проблемы онтогенеза минералов / Отв. ред. Д.П. Григорьев. — Л. : Наука, 1985. — С. 73—82.
2. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. — СПб. : Нева, 2004. — 300 с.
3. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. — Киев : Интеллект, 1999. — 100 с.
4. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивидуы. — М. : Наука, 1975. — 340 с.
5. Кузнецов Ю.А., Квасница В.Н., Пономаренко А.П. Морфогенетические особенности пирита как индикатор золото-полиметаллического оруденения в Донбассе // Минералогические критерии оценки рудоносности. — Л. : Наука, 1981. — С. 181—186.
6. Курыло М.В., Бурмістрова В.В. Нові дані про генетичні особливості арсенопіриту з поліметалічних рудопроявів Нагольного кряжу // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1981. — № 12. — С. 20—25.
7. Курыло М., Дишук Ю., Чернієнко І., Балан Є. Золото-срібно-поліметалічна мінералізація Нагольного кряжу (Донбас). Геологія, мінеральні асоціації, умови утворення // Геолог України. — 2009. — № 1—2. — С. 105—114.
8. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлышин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. — Киев : Наук. думка, 1975. — Ч. 2. — 502 с.
9. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України / В.О. Шумлянський, К.І. Деревська, Т.В. Дудар, О.М. Івантишина, А.Г. Субботін, М.В. Безугла, О.Л. Александров. — К. : Знання України, 2003. — 272 с.
10. Шумлянський В.А., Деміхов Ю.Н., Деревская Е.И., Дудар Т.В., Зеленский С.А., Зинчук И.Н., Івантишина О.М., Курыло М.В., Сынгаевский В.Д. Геолого-генетическая модель Бобріковского золото-полиметаллического месторождения // Геол. журн. — 1994. — № 3. — С. 95—106.
11. Low-Grade Metamorphism / Eds M. Frey, D. Robinson. — Oxford : Blackwell Publ. Ltd., UK, 1999. — 328 p.
12. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. — 2nd ed. — Berlin Heidelberg : Springer-Verlag (Germany), 2005. — 353 p.
13. Tischendorf G., Rieder M., Förster H.-J., Gottesmann B., Guidotti Ch.V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas // Miner. Mag. — 2004. — 68, No 4. — P. 649—667. — Doi: 10.1180/0026461046840210.
14. Verdel C., Niemi N., van der Pluijm B.A. Variations in the illite to muscovite transition related to metamorphic conditions and detrital muscovite content: insight from the paleozoic passive margin of the southwestern United States // J. Geol. — 2011. — 119, No 4. — P. 419—437. — Doi: 10.1086/660086.

Надійшла 03.04.2015

REFERENCES

1. Bushmakin, A.F. (1985), in Grigoryev, D.P. (ed.), *Problems of Mineral Ontogeny*, Nauka, Leningrad, pp. 73-82.
2. Glikin, A.E. (2004), *Polymineral-Metasomatic Crystallogenesis*, Neva, St. Petersburg, 300 p.
3. Gordienko, V.V. (1999), *Density Models of the Tectonosphere of the Territory of Ukraine*, Intellect, Kiev, 100 p.
4. Grigoryev, D.P. and Zhabin, A.G. (1975), *Ontogeny of Minerals. Individuals*, Nauka, Moscow, 340 p.
5. Kuznetsov, Yu.A., Kvasnytsya, V.N. and Ponomarenko, A.P. (1981), *Mineralogical evaluation criteria of ore*, Nauka, Leningrad, pp. 181-186.
6. Kurylo, M.V. and Burmistrova, V.V. (1981), *Proc. of the URSR Acad. of Sci.*, Ser. B, Kyiv, Ukraine, No 12, pp. 20-25.
7. Kurylo, M., Dyschuk, Yu., Cherniyenko, I. and Balan, E. (2009), *Ukrainian Geologist*, No 1-2, pp. 105-114.
8. Lazarenko, E.K., Panov, B.S. and Pavlyshyn, V.I. (1975), *The mineralogy of the Donetsk Basin*, Pt. 2, Naukova dumka, Kiev, 502 p.
9. Shumlyansky, V.O., Derevska, K.I., Dudar, T.V., Ivantysyna, O.M., Subbotin A.H., Bezugla, M.V. and Aleksandrov, O.L. (2003), *Lithogenesis and Hypogenic Ore Formation in Sedimentary Strata of the Ukraine*, Znannia Ukrainy, Kyiv, 272 p.
10. Shumlyansky, V.A., Demikhov, Yu.N., Derevska, E.I., Dudar, T.V., Zelenskiy, S.A., Zinchuk, I.N., Ivantysyna, O.M., Kurylo, M.V. and Syngaevsky, V.D. (1994), *Geol. Journ.*, Kyiv, Ukraine, No 3, pp. 95-106.
11. Frey, M. and Robinson, D. (eds) (1999), *Low-Grade Metamorphism*, Blackwell Publ. Ltd., Oxford, UK, 328 p.
12. Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J. (2005), *Microtectonics*, 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, Germany, 353 p.
13. Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H.-J., Gottesmann, B. and Guidotti, Ch.V. (2004), *Miner. Mag.*, Vol. 68 No 4, pp. 649-667, Doi: 10.1180/0026461046840210.
14. Verdel, C., Niemi, N. and van der Pluijm, B.A. (2011), *J. Geol.*, Vol. 119 No 4, pp. 419-437, Doi: 10.1086/660086.

Received 03.04.2015

О.В. Цильмак, Л.З. Скакун

Львовский национальный университет имени Ивана Франко
79005, г. Львов, Украина, ул. Грушевского, 4
E-mail: oksana.tsilmak@gmail.com; lzkakun@gmail.com

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАКРИСТАЛЛОВ ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА БОБРИКОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДОНБАСС)

Изложены результаты исследования внутреннего строения метакристаллов пирита и арсенопирита и установлена степень эпигенетических преобразований вмещающих пород Бобриковского золоторудного месторождения. Бобриковское золоторудное месторождение расположено в Донбассе на востоке Украины в пределах Нагольного кряжа (южная часть Главной антиклинали Донбасса, протяженность которой 11 км, а ширина 2,5 км). Месторождение приурочено к узлам пересечения зон глубинных разломов. Минерализация контролируется шарниром антиклинали СЗ-ССЗ простирания и встречается в согласованных и несогласованных кварц-карбонатных жилах и штокверках. Степень эпигенетических преобразований вмещающих пород рассчитана по индексу кристалличности иллита (индекс Кюблера). Для обнаружения внутреннего строения метакристаллов в ходе структурного травления использованы следующие реагенты: для арсенопирита — смесь $K_2MnO_4 : H_2SO_4 = 1 : 1$, для пирита — $HNO_3 + CaF_2$. Проведено статистическое сравнение площадей блоков пирита и кварца из метакристаллов и вмещающих пород соответственно. На основе проведенных исследований сделаны основные выводы: 1. Вмещающие породы Бобриковского золоторудного месторождения на метаморфическом этапе под влиянием глубинного магматического источника подверглись перекристаллизации и метаморфизации, степень которой достигла зеленосланцевой фации. 2. Метакристаллы пирита и арсенопирита образовались до перекристаллизации и метаморфизации матрицы породы путем замещения минералов, слагающих породу, на стадии анхиметаморфизма (пренит-пумпеллиитовая фация метаморфизма).

Ключевые слова: Бобриковское золоторудное месторождение, вмещающая порода, анхизона, эпизона, индекс кристалличности иллита, метакристалл, внутреннее строение.

O.V. Tsilmak, L.Z. Skakun

Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
E-mail: oksana.tsilmak@gmail.com; lzkakun@gmail.com

FORMATION FEATURES OF PYRITE AND ARSENOPYRITE METACRYSTALS OF THE BOBRYKOVE GOLD DEPOSIT (DONBAS)

The paper presents the results of internal structure of pyrite and arsenopyrite metacrystals and determination of the degree of epigenetic changes of host rocks of the Bobrykove gold deposit. The Bobrykove gold deposit is located in the Donbas region of eastern Ukraine within the Nagolny Ridge structure. The Bobrykove deposit is located within the southern part of the Main anticline of Donbas 11 km long and 2.5 km wide. The deposit is confined to the crossing of the deep fault zones. Mineralization is controlled by NW-NNW trending anticline hinge, and occurs as concordant and discordant quartz-carbonate tension veins and stockworks. The degree of epigenetic changes of host rocks is designed by illite crystallinity. To detect the internal texture of metacrystals in the process of structural etching the following reagents are used: for arsenopyrite — $K_2MnO_4 : H_2SO_4 = 1 : 1$, for pyrite — $HNO_3 + CaF_2$. The areas of pyrite blocks and quartz grains from metacrystals and wall rocks, respectively, were statistically compared. Based on the complex techniques the authors have made key conclusions: 1. Host rocks of the Bobrykove gold deposit on the metamorphic stage under the influence of a deep magma source have undergone recrystallization and metamorphism, which extent has reached the greenschist facies. 2. Metacrystals of pyrite and arsenopyrite were formed before recrystallization and metamorphization of rock matrix by replacing the minerals composing the rock on the stage of anchimetamorphism (prehnite-pumpellyite facies).

Keywords: Bobrykove gold deposit, host rock, anchizone, epizone, illite crystallinity, metacrystal, internal structure.