Міністерство освіти і науки України

Львівський національний університет імені Івана Франка

На правах рукопису

Цільмак Оксана Василівна

УДК 553.411.08(477.62)

Мінералого-геохімічна модель Бобриківського золоторудного родовища

спеціальність: 04.00.20 – мінералогія, кристалографія

Дисертація

на здобуття наукового ступеня

кандидата геологічних наук

Науковий керівник:

Леонід Зіновійович Скакун кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент

Львів - 2016

Зміст

Зміст **2**

Вступ **4**

Розділ 1. ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОТЕРМАЛЬНОЇ РУДОУТВОРЮВАЛЬНОЇ СИСТЕМИ У ВУГЛЕЦЬВМІСНИХ ТЕРИГЕННИХ КОМПЛЕКСАХ **10**

1.1. Проблема золоторудних родовищ, розміщених у вуглецьвмісних теригенних товщах 10

1.2. Загальна характеристика золоторудних родовищ орогенного типу у чорносланцевих товщах 14

1.2.1. Локалізація зруденіння і форма рудних тіл 16

1.2.2. Мінеральний склад руд 18

1.2.3. Метасоматичні зміни вмісних порід 22

1.2.4. Характеристика мінералоутворювального розчину 28

1.2.5. Позиція золота в процесі рудоутворення 35

Розділ 2. ГЕОЛОГО-МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БОБРИКІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА **38**

2.1. Геологічна будова 38

2.1.1. Тектонічна позиція 38

2.1.2. Структура родовища 40

2.1.3. Стратиграфія і характеристика вмісних порід 43

2.1.4. Магматизм 47

2.2. Мінералогічні особливості і закономірності поширення зруденіння 49

2.2.1. Мінеральний склад руд 49

2.2.2. Особливості золоторудної мінералізації 54

2.3. Гідротермальні зміни вмісних порід 56

2.4. Параметри гідротермальної системи та рудоутворювального флюїду 58

2.4.1. Термобарометрія мінералоутворювальних розчинів 58

2.4.2. Хімічний склад мінералоутворюючого розчину 60
2.4.3. Дані досліджень ізотопного складу 62
Розділ 3. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ 65
3.1. Відбір проб 65
3.2. Мінералогічні дослідження 65
Розділ 4. ТИПОМОРФІЗМ МІНЕРАЛІВ, ОНТОГЕНЕЗ МІНЕРАЛЬНИХ АГРЕГАТІВ, СТАДІЙНІСТЬ МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ БОБРИКІВСЬКОГО РОДОВИЩА 69
4.1. Мінеральний склад вмісних порід Бобриківського родовища 70
4.1.1. Первинний мінеральний склад теригенних порід 71
4.1.2. Катагенетичні та метаморфічні перетворення вмісних порід ... 72
4.1.3. Особливості хімічного складу і внутрішньої будови метакристалів 84
4.2. Мінералогія і внутрішня будова жильних агрегатів 96
4.2.1. Загальна характеристика жильних агрегатів Бобриківського родовища 96
4.2.2. Пірит-арсенопіритові жильні агрегати 98
4.2.3. Карбонатні жильні агрегати і пов’язана з ними фосфатна мінералізація 104
4.2.4. Кварц-сульфідні жильні агрегати 115
4.2.5. Халькопірит-бляклорудно-герсдорфітові агрегати і позиція в них самородного золота 127
4.3. Метасоматичні зміни навколожильних порід 151
4.4. Мінеральні парагенетичні асоціації і стадійність гідротермального мінералотворення 158
Розділ 5. МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНА МОДЕЛЬ БОБРИКІВСЬКОГО РОДОВИЩА 172
Висновки 191
Література 195

Вступ

Актуальність теми. Значний внесок у формування запасів золота світу забезпечують великооб'ємні родовища орогенного типу, розміщені у вуглецьвмісних теригенних товщах фанерозойського віку (Мурунтау, Сухий Лог, Бакирчик та ін.). На території України в межах Донецької металогенічної провінції розташовані золоторудні об’єкти орогенного типу, найперспективнішим з яких є Бобриківське золото-поліметалеве родовище. За останні три десятиріччя для Бобриківського родовища створено геолого-генетичну, структурно-тектонофізичну і геоелектричну моделі, у рамках яких мінералого-геохімічний аспект рудоутворення висвітлений недостатньо.

Актуальність теми дисертації пов’язана з перспективами удосконалення та розвитку методів геолого-пошукових і розвідувальних робіт в Україні з метою виявлення золоторудних об’єктів орогенного типу. Встановлення структурно-текстурних, мінералого-геохімічних і фізико-хімічних особливостей мінералоутворення Бобриківського золото-поліметалевого родовища сприятиме виділенню комплексу ознак, необхідних для прогнозування і пошуків перспективних ділянок з новими золоторудними об’єктами орогенного типу в межах Донецької металогенічної провінції.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дослідження, що становлять основу дисертаційної роботи, здійснювалися відповідно до тематики науково-дослідних робіт кафедри мінералогії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, у тому числі в рамках держбюджетних тем: Гм-122Ф ”Динаміка мінералоутворення на геохімічних бар’єрах у гідротермальних рудоутворювальних системах” (№ державної реєстрації 0198U004840), Гм-39Ф „Фізико-хімічні та онтогенічні моделі в рудоутворюючих системах епітермального, стратиформного та орогенного типів” (№ державної реєстрації 0106U001278), Гм-06Ф „Мінералого-генетичні моделі гідротермальних процесів, що сприяють формуванню деяких родовищ України” (№ державної

реєстрації 0109U001783), Гм-104Ф „Онтогенетичні та фізико-хімічні моделі мінеральних агрегатів як відображення динаміки гідротермальних рудоутворювальних систем” (№ державної реєстрації 0112U001269).

Мета і задачі дослідження. Головна мета дисертаційної роботи – створити мінералого-геохімічну модель Бобриківського родовища, ґрунтуючись на вивченні мінералогічних особливостей золото-поліметалевого зруденіння. Основні завдання роботи:

1. Встановити еволюцію мінерального складу осадових порід в ході гідротермального процесу.

2. Дослідити типоморфні і онтогенічні особливості мінеральних агрегатів та індивідів.

3. Встановити позицію самородного золота у кварц-карбонат-сульфідному мінеральному агрегаті.

4. Виділити парагенетичні мінеральні асоціації і створити схему стадійності гідротермального мінералоутворення.

5. Визначити на основі мінеральних парагенезисів фізико-хімічні параметри гідротермального мінералоутворення та їхню просторово-часову еволюцію.

Об’єктом дослідження є гідротермальна мінералізація вкраплено-прожилкового типу в осадових породах вуглецьвмісної теригенної товщі у межах Бобриківського золото-поліметалевого родовища.

Предметом дослідження є текстурно-структурні особливості мінеральних агрегатів, анатомія індивідів, хімічний склад мінералів.

Методи дослідження. Оптична мікроскопія у відбитому світлі (дослідження рудних мінералів); онтогенетичний метод і метод фарбування карбонатів (аналіз будови кварц-карбонатних мінеральних агрегатів та вікових взаємовідношень між індивідами); растрова електронна мікроскопія, катодолюмінесцентний імідж-аналіз і структурне травлення (дослідження анатомії індивідів та текстурно-структурних особливостей мінеральних

агрегатів); рентгеноспектральний мікрозондовий аналіз (встановлення хімічного складу мінералів); рентгеноструктурний аналіз (дослідження мінерального складу вмісних порід, вивчення глинистих мінералів, розрахунок індексу кристалічності іліту), магнітна порошкографія (дослідження мінералів із магнітними властивостями).

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Виділено та обґрунтовано часовий ряд мінеральних парагенетичних асоціацій, що є основою нової схеми стадійності гідротермального мінералоутворення Бобриківського родовища.

2. Встановлено, що кварц-карбонат-сульфідна з самородним золотом мінералізація Бобриківського родовища є результатом діяльності трьох різновікових автономних гідротермальних систем, перша з яких ініційована регіональним метаморфізмом теригенної товщі осадових порід під час етапу складчастості, дві інші – етапами тектоно-магматичної активізації.

3. Уперше досліджено еволюцію мінерального складу осадових порід в межах Бобриківського родовища під час метаморфогенного етапу перетворення теригенної товщі. Встановлено, що постдіагенетичні перетворення осадових порід досягнули зони епіметаморфізму.

4. З’ясовано, що під час складчасто-насувного етапу розвитку Головної антикліналі в межах Нагольного кряжу сформувались порфіробласти піриту і арсенопіриту, сидеритові прожилки і жили та рідкісноземельна гідротермальна мінералізація у вигляді фосфатів. Доказ гідротермального походження монациту дає можливість у перспективі зробити достовірне датування першої стадії гідротермального мінералоутворення на Бобриківському родовищі.

5. Уперше виявлено полібазит на Бобриківському родовищі. Встановлено, що полібазит входить до складу золотовмісного парагенезису, утвореного під час завершальної стадії гідротермального мінералоутворення. Отримано нові дані щодо типоморфних особливостей піриту, арсенопіриту, карбонатів, фосфатів, сульфосолей, герсдорфіту, самородного золота.

6. Доведено, що самородне золото кристалізувалось у тінях тиску перекристалізованого кварцу під час діяльності третьої гідротермальної системи. Цей факт сприятиме у майбутньому розробці інших критеріїв термобарогеохімічних досліджень флюїдних включень у мінералах Бобриківського родовища.

Практичне значення одержаних результатів. Встановлені закономірності формування золото-кварц-карбонат-сульфідної мінералізації на Бобриківському родовищі сприятимуть розумінню процесів функціонування гідротермальних систем орогенного типу та ефективному проведенню геолого-розвідувальних робіт у межах подібних об'єктів Донецької золотоносної провінції, зокрема, Нагольного рудного району.

Особистий внесок здобувача. Автором під час польових досліджень улітку 2006 року самостійно відібрано проби вмісних порід та руд з Бобриківського родовища. Здіснено аналіз опублікованих даних з питань геології, мінералогії, фізико-хімічних особливостей утворення гідротермальної мінералізації на золоторудних родовищах орогенного типу. Проведено макроскопічні дослідження структурно-текстурних особливостей жильних мінералів (сидерит, анкерит, кварц) методом фарбування, мікроскопічні дослідження полірованих шліфів методами структурного травлення, магнітної порошкографії, на підставі яких висвітлено основні особливості структури, текстури, морфології та онтогенезу мінералів. Автором визначено позицію, розмір і форму виділень самородного золота (150 зерен) у кварц-карбонат-сульфідних агрегатах і здійснено статистичну обробку даних. Підготовлено препарати, опрацьовано і проаналізовано результати рентгеноспектрального мікрозондового аналізу мінералів вмісних порід та жильних агрегатів. На основі узагальнення результатів досліджень виділено мінеральні парагенетичні асоціації і запропоновано нову схему стадійності гідротермального мінералоутворення. Здійснено аналіз результатів досліджень і написання публікацій.

Апробація результатів дисертації. Результати досліджень оприлюднені на міжнародній науковій конференції “Актуальні проблеми геохімії, мінералогії, петрології та рудоутворення” (Київ, 19-20 лютого 2009 р.); науковій конференції, присвяченій 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка “Стан і перспективи сучасної геологічної освіти і науки” (Львів, 13-15 жовтня 2010 р.), VIII-му з’їзді Українського мінералогічного товариства (Київ, 4-5 жовтня 2011 р.), науковій конференції, присвяченій 70-річчю Віктора Степановича Монахова “Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд” (Київ, 14-16 березня 2012 р.); VIII наукових читаннях імені академіка Євгена Лазаренка, присвячених 150-річчю кафедри мінералогії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка “Мінералогія: сьогодення і майбуття” (Львів – Чинадієве, 11-14 вересня 2014 р.); міжнародній науковій конференції, присвяченій 70-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка “Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки” (Львів, 7-9 жовтня 2015 р.); науковій конференції з міжнародною участю, присвяченій 110 річниці від дня народження академіка АН УРСР Семененка Миколи Пантелеймоновича “Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою” (Київ, 17-18 листопада 2015 р.).

Публікації. За темою дисертаційної роботи опубліковано 13 праць, 9 статей у фахових наукових виданнях і 4 тез доповідей на наукових конференціях різного рівня. Одна зі статей опублікована в журналі «Мінералогічний журнал», що входить до наукометричної бази РІНЦ.

Структура та об’єм дисертаційної роботи. Дисертаційна робота загальним обсягом 217 сторінок складається зі вступу, 5 розділів та висновків, 62 рисунків, 21таблиці. Ілюстративний матеріал розміщений на 48 сторінках, таблиці – на 16 сторінках. Список використаних джерел містить 217 найменувань на 23 сторінках.

Дисертаційна робота виконана під керівництвом завідувача кафедри мінералогії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, кандидата геолого-мінералогічних наук, доцента Л.З. Скакуна, якому авторка щиро вдячна за слушні поради, наукові дискусії та сприяння у написанні дисертації. За постійну підтримку, цінні поради та критичні зауваження авторка особливо вдячна д-ру геол.-мін. наук, професору О.І. Матковському. За неоціненну допомогу під час виїзду на об'єкт і відбір кам'яного матеріалу під час польових досліджень авторка висловлює щиру подяку старшому науковому співробітникові геологічного факультету ЛНУ ім. І. Франка О.Р. Литвиновичу. У процесі виконання аналізів та оформлення матеріалів надали допомогу О.Р. Серкіз, Х.О. Галайко, А.М. Дворянський, яким авторка щиро вдячна. Особлива подяка працівникам кафедри мінералогії, які допомагали, морально підтримували та сприяли виконанню і написанню дисертаційної роботи.

Розділ 1. ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОТЕРМАЛЬНОЇ РУДОУТВОРЮВАЛЬНОЇ СИСТЕМИ У ВУГЛЕЦЬВМІСНИХ ТЕРИГЕННИХ КОМПЛЕКСАХ

У першому підрозділі розглянуто еволюцію наукових поглядів (наукової думки) і різні концепції щодо генезису родовищ золота, розміщених у вуглецьвмісних теригенних товщах.

У другому підрозділі розглянуто особливості золоторудних родовищ орогенного типу з акцентом на родовищах фанерозойського віку, розміщених у теригенних товщах чорносланцевої формації.

1.1. Проблема золоторудних родовищ, розміщених у вуглецьвмісних теригенних товщах

Генезис золоторудних родовищ у „чорносланцевих” товщах довгий час залишається предметом дискусій. Це пов’язано, по-перше, з наявністю апріорі різних типів зруденіння у вуглецьвмісних теригенних товщах, і, по-друге, з поєднанням двох різних аспектів проблеми: джерела рудної речовини і розчинів та способу осадження руд. З одного боку важливе значення надається процесам регіонального метаморфізму, а з іншого – визначальним приймається вплив магматичного джерела.

У другій половині XX ст. розвинулась гіпотеза гідротермального походження руд пов’язаного з глибинним магматичним вогнищем, згідно з якою під рудними полями розташовані локальні вогнища гранітизації флішоїдних порід, над якими виникають потоки надкритичних відновлених газів і таких мінералів, як графіт, шунгіт, антраксоліт. Вільні форми вуглецю, як і вода, є продуктами окислення мантійних водно-вуглеводневих і відновлених газів у земній корі. Цю гіпотезу підтримали М.І. Бородаєвський

[1], П.Ф. Іванкін [41], С.Д. Шер [100], В.І. Скаржинський [92], В.М. Яновський [103] та інші.

Дещо пізніше В.А. Буряк розробив і всебічно обґрунтував модель метаморфогенно-гідротермального рудоутворення на прикладі родовища Сухий Лог і низки інших золоторудних об’єктів Лєнського району (Голєц Височайший, Вєрнінскоє-Пєрвєнєц та ін.). У запропонованій концепції головна рудоконцентрувальна роль належить процесам зонального регіонального метаморфізму теригенних товщ. Безпосередньо з бічних порід вилучається не більше 5-15 % золота, яке міститься у руді, а основна його кількість надходить із зон високотемпературного метаморфізму і гранітизації; кремнезем і залізо, вилучаються безпосередньо з вмісних бічних порід [11, 81]. Теорію гідротермально-метаморфогенного генезису родовищ підтримали Я.М. Бєлєвцев [1], Л.М. Овчінніков [78], М.П. Єрмолаєв [77] та ін.

Під впливом розробленої у Казахстані М.І. Новохатським і Г.М. Щербою концепції про генезис родовищ атасуйського типу у працях В.О. Нарсєєва [72], Н.А. Фогельман [97], Л.Г. Марченко [67] розвинулась гіпотеза полігенного вулканогенно-осадового генезису низки родовищ.

На основі вивчення золотоносності чорносланцевих товщ Південного Тянь-Шаню В.Г. Гарьковець обґрунтував модель осадово-метаморфогенного золотого зруденіння Центральних Кизилкумів (Узбекистан). Підкреслюючи специфіку сингенетично-епігенетичних родовищ, він виділив вуглецеву формацію [22, 23].

Проте всі вищевказані моделі не висвітлюють зв’язок зруденіння з всебічно розвиненою теорією тектоніки плит і поступово втрачають актуальність.

Наприкінці XX ст. завдяки логічним узагальненням процесів, спричинених колізійною тектонікою, група вчених на чолі з Девідом Гровсом запропонувала золоторудні родовища, структурно контрольовані сланцевими поясами, називати орогенними [133]. Термін „орогенні золоторудні родовища”

став об’єднуючим поняттям для означення групи родовищ і рудопроявів золота, які сформувались на пізньому етапі становлення орогену за участі середньо- та високоглибинних метаморфічних флюїдів, при цьому участь глибинних магматичних флюїдів остаточно не відкидається.

Розвиваючи і підтримуючи позицію Д. Гровса, Річард Гольдфарб на прикладі золоторудних родовищ Тихоокеанського кільця запропонував принципово нове пояснення глобальної металогенї золоторудних родовищ орогенного типу [133] і, спираючись на основні положення терейнової концепції у теорії мобілізму, розробив модель формування родовищ золота орогенного типу на різних глибинах відносно зони конвергенції (рис. 1.1.1).

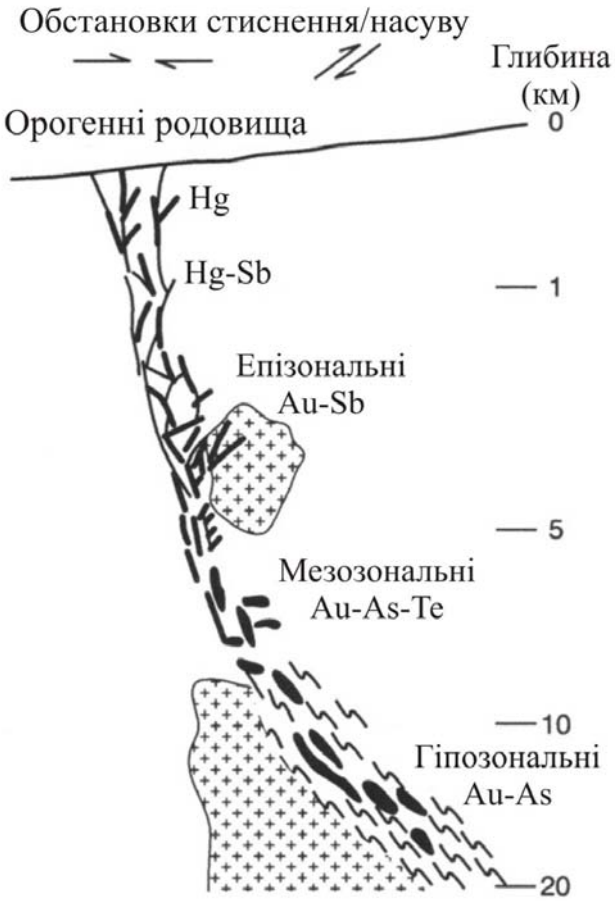


Рис. 1.1.1. Модель зонального глибинного розподілу родовищ орогенного типу в земній корі (модифіковано за [133].

У аспекті цієї моделі орогенні родовища розділено на три групи: епізональні (1-5 км), мезозональні (5-10 км), гіпозональні (10-20 км). Для

кожної групи родовищ крім діапазону глибин формування наведені також особливості складу – переважання окремого типу зруденіння: Au-Sb, Au-As-Te та Au-As. У цій моделі поняття „орогенні золоторудні родовища” об’єднує різноглибинні об’єкти теригенних товщ від золото-ртутних і золото-сурмяних до золото-кварцових і золото-сульфідних вкраплених. Використовуючи регіональні палеореконструкції на основі цієї моделі, Р. Гольдфарб з позиції мобілізму пояснив тектонічну позицію і часову еволюцію орогенних родовищ золота різних типів [133].

Останніми роками з’явилась велика кількість публікацій, присвячених всебічному вивченню орогенних родовищ золота. Пропонується низка гіпотез: магматогенно-гідротермальна, метаморфогенно-гідротермальна, осадово-гідротермальна, метеорна [10, 141, 142, 156, 164, 183]. Значну підтримку отримала гіпотеза метаморфогенного генезису золоторудної мінералізації, згідно з якою мінералотвірний розчин формується з вертикально і латерально спрямованих потоків флюїду, виділеного унаслідок процесів дегазації і дегідратації осадової товщі у процесі регіонального метаморфізму [139, 142, 149, 158, 215]. Разом з тим, виходячи з того, що деякі родовища супроводжуються невеликими інтрузіями гранітоїдів і післягранітоїдних дайок (Мурунтау, Сухий Лог), визначальним приймається вплив магматичного джерела [10, 93, 122, 138, 156].

Поняття „орогенні золоторудні родовища” є дискусійним, проте кращого означення цієї групи родовищ з позиції плитної тектоніки на даний час не запропоновано. Поняття широко використовується в геологічній науці, з’являються публікації, у яких золоторудні родовища Українського щита розглядаються з позиції орогенного типу зруденіння [8, 33].

1.2. Загальна характеристика золоторудних родовищ орогенного типу у чорносланцевих товщах

Формування родовищ золота орогенного типу відбувалось протягом всієї геологічної історії Землі. Максимальне поширення золоторудної мінералізації цього типу припадає на ранньодокембрійські граніт-зеленокам'яні провінції світу [133]. Однак, важливі представники орогенних золоторудних родовищ зустрічаються також у різних протерозойських і фанерозойських структурах, де вони приурочені до чорносланцевих товщ [111, 112].

Характеристика родовищ золота орогенного типу висвітлена в працях [133, 135, 140, 151, 171, 174] і зведена в табл. 1.1.

Таблиця 1.1.

Основні характеристики родовищ золота орогенного типу

Час формування	Від архею до фанерозою
Рудовмісні породи	Метаморфізовані (від зеленосланцевої до гранулітової фації) вулкано-плутонічні комплекси, метаосадові породи
Рудоконтролюючі структури	Регіональні тектонічні порушення, зсувні зони
Морфологія і тип рудних тіл	Жильні тіла різної морфології, жильні зони, пластоподібні тіла
Навколорудні гідротермальні зміни вмісних порід	Карбонатизація, сульфідизація, серицитизація, лужний метасоматоз
Жильні мінерали; мінерали зони навколорудних метасоматитів	Кварц, кальцит, доломіт, анкерит, польові шпати, актиноліт, серицит, фуксит, турмалін, хлорит, епідот; амфібол, діопсид, гранат – для амфіболітової і гранулітової фації метаморфізму
Пробність Au	750-990
Au:Ag	10:1, 5:1, рідко 1:1
Типові рудні мінерали-супутники	Пірит, піротин, магнетит, халькопірит, галеніт, сфалерит, молібденіт, арсенопірит, шеєліт
P-T умови рудного процесу	У середньому 250-350 °C за тиску 1-3 кбар; для малоглибинних родовищ – 150 °C і 0,5 кбар; для найбільш глибинних – 700 °C за 5 кбар
Форми перенесення золота	Комплекси $Au(HS)_2^-$, $AuHS^0$
Приклади родовищ	Колар (Індія), Голден Майл, Калгурлі (Австралія), Мазер Лод, Гоумстейк (США), Порк'ю-Пайн, Доум, Кемпбел-Ред Лейк, Валь'д Ор, Сігма (Канада), Мурунтау (Узбекистан), Березовське, Сухий Лог, Олімпіада (Росія) та ін.
Синоніми даного типу роовищ у науковій літературі	Мезотермальні золоторудні родовища, малосульфідні золоторудні родовища, metamorphic gold, gold-only, lode gold, shear-zone hosted, structurally-controlled deposit, greenstone-hosted, turbidite-hosted deposits

Згідно даних Г.О. Пальянової [179] золоторудні родовища орогенного типу, розміщені у чорносланцевих товщах і зеленосланцевих поясах, відрізняються за фізико-хімічними умовами формування Au-Ag мінералізації і характером рудоутворювальних розчинів. Основні відмінності між ними зведені в табл. 1.2.

Таблиця 1.2.

Відмінності золоторудних родовищ орогенного типу різного віку

Група родовищ		**Золоторудні родовища фанерозойського віку в чорносланцевих товщах**	**Золоторудні родовища докембрійського віку в зеленосланцевих поясах**
Характеристика сульфідних руд	Мінерали Au, Ag	[сульфосолі Ag, аргентит, рідко ауростибіт, телуриди Au, Ag]	рідко телуриди Au
	Au/Ag в рудах	30-1 [3-0,1]	20-1
	Пробність самородного золота (Au/Ag)	1000-850 (>6) 960-650 (>2)	970-780 (35-4)
Характеристика розчинів	T °C, стадії	380-220 1 400-170 2	380-200
	Мінерали метасоматитів	кварц, карбонат, органічна речовина, серицит, хлорит, К-польовий шпат, альбіт	серицит, карбонат, хлорит
	Ваг.% екв. NaCl	2-5 1 12-30 2	<3
	pH	8-6	8-5
Глибина формування, км		2-5	2-12
Приклади родовищ		Сухий Лог, Олімпіада (Росія), Бакирчик (Казахстан), Мурунтау (Узбекистан), Кумтор (Киргизстан), Бендіго (Австралія), [Нежданінське (Росія)]	Порк'ю-Пайн, Бралорн (Канада), Мазер Лод (США), Ашанті (Гана), Сігма (Канада), Колар (Індія), Калгурлі (Австралія), Гоумстейк (США)

Примітка: у квадратних дужках подано дані для родовищ, на яких інтенсивно проявилась друга продуктивна стадія.

Золоторудні родовища, приурочені до вуглецьвмісних сланцевих товщ, М.М. Константинов відносить до окремого генетичного типу і виділяє золото (миш'яковисто)-сульфідну формацію [46].

1.2.1. Локалізація зруденіння і форма рудних тіл

Золоте зруденіння, локалізоване у вуглистих теригенних товщах, контролюється крупними структурними елементами, які включають складчасті, блокові, розривні системи і представлене лінійно видовженими рудними поясами й вузлами. Зруденіння приурочене до потужних регіонально метаморфізованих товщ вуглисто-теригенних і карбонатних формацій. Передрудний магматизм слабкий – це зрідка розміщені масиви й постскладчасті штоки калій-натрієвих гранітів – кварцових діоритів, дайки кислого й лужного складу, зрідка габро-діоритів і габро-діабазів (Мурунтау, Сухий Лог) [51, 122], інколи родовища повністю розміщені в ореолах екзоконтактового метаморфізму – накладені на роговики й ороговиковані породи (Бакирчик) [93]. За типом магматичних утворень, які безпосередньо передують або супроводжують зруденіння золота, вищезгадані родовища Е.М. Спірідонов відносить до плутоногенної генетичної групи [93]. В.О. Нарсєєв ці ж родовища за зв’язок золотого зруденіння з продуктами регіонального метаморфізму у поєднанні з гранітоїдними плутонами відносить до плутоногенно-метаморфогенної групи [72].

Рудні поля, які містять орогенні золоторудні родовища, як правило, лінійного типу і приурочені до потужних зон зминання, розсланцювання і будинажу порід, які фіксують регіональні підкиди і насуви у вузлах їхнього перетину з прихованими розломами фундаменту, поперечними або діагональними до загального простягання структур. Вони можуть бути представлені системами крутопадаючих зон зминання і брекчіювання, спряжених з незначними, відносно пологими антиклінальними складками; найбільш пологими зонами зминання в осьових частинах стиснених перекинутих антикліналей; серією стратифікованих зон мінералізації у лежачому боці регіонального насуву, серією пологих стратиформних лінзоподібних тіл на контактах світ контрастного складу, ускладнених пошаровими зривами і купольними підняттями. Загальним елементом

структури рудних полів є формування рудоконтролюючих і рудовмісних структур, а також самого зруденіння, в умовах тектонічного стиснення і нагнітання пластичного (некомпетентного) глинисто-сланцевого матеріалу рудовмісних товщ [46, 72, 87, 113, 148]. У підданих зруденінню пісковиково-сланцевих товщах, зім'ятих у стиснуті складки ($H > B$, де H – амплітуда складки, а B – половина її ширини) з більшою амплітудою (сотні метрів – перші кілометри), встановлено комбіновані родовища із золото-кварцовими січними й сідлоподібними жилами. Згідні до нашарування жили цього підтипу родовищ повністю ідентичні сідлоподібним тілам таких пластових об'єктів, як Бендіго, Хіл Енд, Ставел, Клунс, Каслмейн, Дейлсфорд та ін [74, 172, 195, 215].

Важливим структурно-літологічним фактором теригенної товщі, який впливає на розміщення зруденіння, є перешарування різнокомпетентних порід, та наявність у розрізі пачок осадових порід, насичених вуглистою речовиною. Крупні літологічні неоднорідності розрізу створюють умови для багатоярусного розміщення зон проникності й екранів [46, 72, 74, 110].

Домінуючий механізм відкладення руд – метасоматичний, що зумовлює утворення вкрапленої і прожилково-вкрапленої мінералізації при обмеженому поширенні кварцових і кварц-карбонатних жильних тіл [113]. Найскладнішу будову мають зони, у яких поздовжні жили й прожилки поєднані з гніздами й діагональними прожилками, а іноді й серіями зигзагоподібно вигнутих скупчень руди, які фіксують порожнини відшарування у складках волочіння. Найпростішу внутрішню будову мають плитоподібні жили різної потужності – від 10 м до прожилків потужністю 10–20 см [74]. У жилах наявні нечасті, але потужні й протяжні апофізи, які відіграють роль самостійних рудних тіл. На верхніх горизонтах апофізи з багатими рудами відділені від висячого боку жил (верхній пучок жил), а на нижніх – від лежачого і є менш потужними й золотоносними (нижній пучок). На більшості рудних полів і родовищ спостерігається поєднання плитоподібних жил з зонами прожилків, а також зон прожилкового й штокверкового зруденіння з зонами вкраплених руд. Нерідко

прослідковується літологічний контроль зруденіння – порушені шари туфогенних пісковиків, прошарки розсланцьованих вулканітів, горизонти і шари карбонатно-кварцових порід містять тіла вкраплених руд, а філіти, сланці, пісковики – жильні тіла руд виповнення. Це дає підстави деяким дослідникам зачисляти подібні рудні тіла до стратиформних [1].

1.2.2. Мінеральний склад руд

Мінеральний склад руд золоторудних родовищ орогенного типу, зазвичай, простий, як правило, золото-кварц-сульфідний. Вміст сульфідів, серед яких важливу роль відіграють золотоносний пірит і арсенопірит, складає 3–7 %. Характерні такі мінерали: високопробне золото (зрідка електрум), пірит, арсенопірит, рідше халькопірит, піротин, сфалерит, борніт, кубаніт, галеніт з незначною домішкою Ag, Bi, Sb, As, низькомарганцеві карбонати, світлі слюди з неістотним вмістом F і NH^{4+}, єдина мінеральна форма W – шеєліт (збіднений Mo і REE), сульфосолі Pb-Sb, Cu-Bi-Pb, Ag-Pb-Sb, Pb-Bi, бляклі руди з дефіцитом Cu^{2+}, Bi, і майже без Te, Se, відсутні мінерали Mn, V, Hg і самородні Te і As, на глибоких горизонтах родовищ розвинуте більш дрібнозернисте золото [46, 74, 140].

За даними [93] рудні тіла складені наступними мінеральними асоціаціями: 1) шеєліт-кварцова (± хлорит, карбонат, серицит) (T ~ 290-375 °C, переважно 305-330 °C); 2) ранніх сульфідів (пірит, арсенопірит); 3) карбонат-полісульфідна (карбонати, арсенистий пірит, арсенопірит, халькопірит, піротин, кубаніт, борніт, галеніт, сфалерит, бляклі руди) (190-270 °C); 4) продуктивна (золото ± сульфіди і складні сульфіди Pb, Sb, Ag, Bi, телуриди Bi, Pb, Ag, Ni, Fe, Au-Ag, Au) (T ~ 150-210° C, переважно 170-190 °C). Мінерали карбонат-полісульфідної і продуктивної асоціацій розвиваються метасоматично. Самородне золото і телуриди заміщують кальцит, піротин, хлорит, осаджуються на арсенистому піриті з дірковим типом провідності.

Відповідно до геологічних даних, родовища золота орогенного типу формувались на глибинах від 1 до 10 км і більше. Зі збільшенням глибини формування родовищ у рудах зменшується кількість Sb, Hg, Tl і зростає Te, W, Au/Ag, Te/Se (від 1-2 до 100-3000), Au/Hg (від 1 до 200-6500). Для родовищ властивий стійкий склад руд і рудних мінералів по вертикалі конкретних родовищ і диференціація рудної речовини за рівнем глибини формування родовищ [87].

Для золоторудних родовищ орогенного типу рання золото-сульфідна асоціація є найпродуктивнішою, а інтенсивність її розвитку визначає міру золотоносності різних ділянок родовищ. Особливістю родовищ цього типу є високий вміст тонкодисперсного золота, пов'язаного з сульфідами (більше 50%), і значне переважання золота над сріблом (у 2-4 рази) [76, 179]. Золото в сульфідах високопробне. Для ранньої продуктивної стадії пробність встановлена на рівні 1000-860, а для пізньої полісульфідної – 920-780 [179]. Частка раннього субмікроскопічного золота змінюється від 35 до 100 %. Середній вміст золота в рудах варіює від 3 до 15 г/т. Зруденіння звичайно прослідковується до глибини 1-5 км. Як правило, руди мають комплексний характер і поряд із золотом промисловий інтерес складають стибій, вольфрам, рідше – срібло і арсен.

У табл. 1.3 представлені дані щодо особливостей мінерального складу родовищ золота чорносланцевої формації, запозичені з опублікованих робіт [5, 10, 46, 51, 76, 113, 179].

Деякі родовища, такі як Бакирчик і Мурунтау, містять лише високопробне золото. Іншим родовищам властива присутність у рудах окрім самородного золота ще й ауростібіту (Олімпіада), телуридів золота і срібла (Кумтор), сульфосолей срібла (Нежданінське), мінералів платинової групи (Сухий Лог). За величиною відношення Au/Ag у руді золоторудні родовища у чорносланцевих товщах розділяють на дві підгрупи [76]. Відношення Au/Ag у

рудах змінюється у доволі вузькому інтервалі від 10 до 1 для першої підгрупи і від 1 до 0,1 – для другої.

Таблиця 1.3.

Особливості мінерального складу золоторудних родовищ, розташованих у чорносланцевих товщах

Родовище	Характеристики продуктивних стадій							Вмісні породи
	Пробність золота	Au/Ag у рудах	Мінерали		Розчини			
			Au-Ag	головні/рудні	T °C, (P, бар)	pH	ваг.% екв. NaCl	
			мінерали метасоматитів					
Олімпіада (Росія)	910-1000 650-760	20-10 4-2	1. золото; 2. золото, ауростибіт	1. кварц/ арсенопірит, піротин, пірит, галеніт, сфалерит; 2. борніт, антимоніт, тетраедрит, шеєліт	380-280 280-220 (<2000)	5-8	2-5 4-28	Метаморфогенні теригенно-чорносланцеві
			серицит, карбонат, хлорит, альбіт, органічна речовина					
Бакирчик (Казахстан)	930-800	30-1	золото	1. кварц, карбонат, серицит/пірит, арсенопірит; 2. кварц, карбонат/пірит, галеніт, халькопірит, сфалерит, тетраедрит; 3. кварц, антимоніт	460-340 (1000-1300) 360-160 200-160		<25	Окварцовані вуглецьвмісні осадові
			серицит, карбонат, хлорит, альбіт, органічна речовина					
Кумтор (Киргизстан)	960-930 700-720	10-1 3-2	1. золото; 2. золото, телуриди	1. кварц, альбіт, карбонат / пірит; 2. альбіт, карбонат/пірит; 3. карбонат / пірит, галеніт, сфалерит, тетраедрит, барит, органічна речовина	270-160, (800)	6-8		Метаморфогенні теригенно-чорносланцеві
			кварц, серицит, карбонат, альбіт, органічна речовина					
Бендіго (Австралія)	850-950	7-3	золото	кварц, карбонат, хлорит, фенгіт, альбіт / пірит, піротин, арсенопірит, халькопірит, сфалерит, галеніт	<300 (<1500)		<2	Філітовидні сланці, пісковики
			карбонат, хлорит, пірит					

Мурунтау (Узбекистан)	950-850 850-750	20-6	1. золото; 2. золото, міаргірит	1. кварц; 2. кварц, К-польовий шпат / шеєліт, пірит, арсенопірит; 3. кварц, арсенопірит, пірит, галеніт, сфалерит; 4. кварц	400-240 (400-1600)		14-22	Філітовидні сланці, пісковики
			флогопит, К-польовий шпат, кварц, серицит, карбонат, хлорит, альбіт					
Нежданінське (Росія)	950-740 720-480	10-3 3-0,1	золото, аргентит, піраргірит, міаргірит	1. кварц, пірит, арсенопірит, шеєліт; 2. кварц, пірит, арсенопірит, галеніт, сфалерит, тетраедрит, антимоніт	360-180 (1200-1700)	6-8	<1 (5-50)	Метаморфогенні, пісковиково-сланцеві
			кварц, серицит, карбонат, альбіт, пірит					

Руди родовищ першої підгрупи мають чітко проявлену золоту, золото-стибієву, золото-телуридну геохімічну спеціалізацію (Олімпіада, Бакирчик, Мурунтау, Кумтор), для другої – властива підвищена сріблоносність руд (Нежданінське). Для останньої підгрупи родовищ типовий і більш інтенсивний розвиток золото-полісульфідно-сульфосільної продуктивної асоціації порівняно з ранньою пірит-арсенопіритовою. За складом парагенезисів мінералів срібла для родовищ другої підгрупи виділяють наступні мінеральні типи – акантитовий, проявлений на більш високих стратиграфічних рівнях і сульфосольно-срібний, властивий для нижніх горизонтів [76].

Для родовищ першої підгрупи пробність золота вища порівняно з другою і складає 990-850. У другій підгрупі, наприклад, для Нежданінського родовища, окрім високопробного золота на пізніх стадіях відмічено електрум і сульфід срібла. За результатами термодинамічного моделювання, здійсненого Г.О. Пальяновою [179], на родовищі Зармітан (Узбекистан) також можливе формування аргентиту, проте через присутність у рудоутворювальній системі значної кількості арсену і стибію, аргентит витісняється сульфосолями – пруститом, піраргіритом, міаргіритом.

З нерудних мінералів кварц домінує у складі виповнень рудних жил і прожилків. Кальцит і Fe-Mg-вмісні карбонати також присутні, проте в менших кількостях. Кварц головно кавернозний і має неправильну форму. Тріщини в ньому зазвичай заліковані кварцом пізньої генерації або карбонатом. Хлорит і мусковіт є поширеними мінералами метасоматичних змін і спостерігаються головно вздовж зальбандів жил. Плагіоклаз, головно альбіт, разом зі сфеном, турмаліном і рутилом є гідротермальними утвореннями деяких жил [46].

Згідно з опублікованими даними, мінеральні асоціації на родовищі Сухий Лог поділені на дві групи: осадово-діагенетичну і метаморфогенно-гідротермальну [14, 53]. Перша група представлена лінзами і метакристалами залізисто-магнезіальних карбонатів і піриту. До другої групи віднесені кварц-піритові, пірит-кварцові прожилки і кварцові жили. Карбонати представлені доломітом і сидеритом, які у зонах навколорудних змін порід перетворені в анкерит. Лінзи і пошарові скупчення піриту у вигляді незначної мінеральної домішки містять кварц, піротин, карбонати, серицит і органічну речовину. Утворення лінз і метакристалів залізисто-магнезіальних карбонатів і піриту розглядають як ознаку метаморфізму занурення, який часто проявляється на значній території і не перевищує значення температур зеленосланцевої фації метаморфізму [216]. У зонах більш високого полізонального метаморфізму по карбонатах утворюються агрегати біотиту і магнетиту, а пірит заміщується піротином і магнетитом [157]. Початок метасоматичних змін фіксується масовим утворенням облямівок навколо вкраплень залізо-магнезіальних карбонатів і піриту. Більш пізніми є кварц-піритові прожилки, найпізніше утворені пірит-кварцові прожилки і кварцові жили [122]. Самородне золото фіксується у складі пізньої мінеральної асоціації [122, 157, 216].

1.2.3. Метасоматичні зміни вмісних порід

Метасоматичні перетворення вмісних порід на родовищах орогенного типу не є такими очевидними і чітко проявленими як на інших гідротермальних

родовищах, оскільки рудоутворювальний флюїд, перебуваючи в умовах температур і тисків метаморфічного середовища, весь час врівноважується з вмісними породами. Для золоторудних родовищ орогенного типу, розміщених у теригенних вуглецьвмісних товщах, потужність ореолів метасоматичних перетворень вмісних порід не перевищує кількох сантиметрів. Винятки з цього правила спостерігаються у випадку взаємодії рудоутворювальних флюїдів з хімічно реактивними породами, що властиво для золоторудних орогенних родовищ докембрійського віку, розміщених у зеленосланцевих поясах (родовище Ріфтон, родовища кратону Їлгарн) [118, 142, 189]. У таких випадках метасоматичні зміни рудовмісних порід дорудного етапу представлені кварц-альбітовим, кварц-калійшпат-(біотитовим) і березитовим типами метасоматитів [68]. Вони розвинені у вигляді зональних ореолів навколо плитоподібних або трубоподібних жил та рудних тіл; у середньому їхня потужність на порядок більша, ніж потужність рудних тіл [189].

Потужність зон метасоматичних перетворень залежить від літології вмісних порід, розміру жильної системи, густоти тріщин та p-T умов кристалізації карбонатів і силікатів. Для кожного підтипу орогенних родовищ властива певна послідовність змін мінеральних парагенезисів, яка свідчить про еволюцію кислотно-лужних властивостей рудоутворювальних розчинів. Численні дані [46, 113, 115, 179, 188] свідчать, що типовими мінералами метасоматично змінених порід в умовах зеленосланцевої фації метаморфізму є серицит і карбонати (анкерит та кальцит), а в умовах амфіболітової фації – біотит і кальцієві амфіболи або діопсид (табл. 1.4).

На золоторудних родовищах, розміщених у вуглецьвмісних теригенних товщах, процеси березитизації у зонах інтенсивного розсланцювання важко встановлюються. Частіше спостерігається утворення сериціту й хлориту. Типові березити розвиваються лише по дайках, присутніх у рудних полях [46].

Таблиця 1.4.

Головні типи метасоматитів, фізико-хімічні характеристики рудоутворювальних розчинів продуктивних стадій орогенних золоторудних родовищ

Групи родовищ	Рудовмісні породи	Типи до- і синрудних метасоматитів / головні мінерали	pH	T, °C
Золоторудні родовища фанерозойського віку в чорносланцевих товщах	Метаморфогенно-теригенно-чорносланцеві породи	**Вуглисті метасоматити** / вуглиста речовина, серицит, сидерит, магнезит, пірит, арсенопірит;	6,5-4,5	600-350
		Кварц-калийшпатові (біотитові) метасоматити / ортоклаз-мікроклін, флогопіт-біотит, кварц, ангідрит; **Березити** / кварц, серицит, пірит, анкерит;	5-4	400-200
		Середньо-низькотемпературні пропіліти / альбіт, хлорит, кальцит, кварц, серицит, гідрослюди, адуляр	5-8	350-200
Золоторудні родовища докембрійського віку в зеленосланцевих поясах	Метаосадові породи від зеленосланцевої до амфіболітової фацій метаморфізму	**Мікроклін-мусковіт-андалузитові метасоматити** / +кварц, андалузит, арсенопірит, пірит;	6-8	700-500
		Гранат-піроксен-біотитові метасоматити / +кальцит, олівін, амфібол, кварц, піротин, арсенопірит, льолінгіт;	5-8	650-500
		Амфібол-біотит-кальцитові метасоматити / +кварц, плагіоклаз, піротин, пірит, арсенопірит;	5-8	500-350
		Біотит-анкерит-альбітові метасоматити / +доломіт, кварц, піротин, пірит, арсенопірит;	5-8	400-300
		Серицит-анкерит-альбітові метасоматити / +доломіт, кварц, As-пірит, арсенопірит;	5-8	350-250
		Пропіліти / альбіт, хлорит, кварц, кальцит, серицит, гідрослюди, адуляр (епідот, актиноліт, біотит)	5-8	500-200

Однією з особливостей орогенних родовищ золота, розміщених у чорносланцевих товщах, є прояви вуглецевого метасоматозу [41]. Вуглекислі гідротермальні флюїди розчиняють силікати Ca, Mg, Fe у вмісних породах, формуючи карбонатні мінерали, калієву слюду, кварц і сульфіди. Найпоширеніші компоненти, концентрація яких зростає в інтервалі від п’яти до кількох десятків метрів навколо золотоносних жил – CO_2, H_2O, K_2O, S, As, Au і ймовірно Sb. Геохімічні дослідження на родовищах Аляски свідчать, що вмісна порода, поряд з якою розміщена велика кількість золотовмісних жил, збагачена Au, As, Hg, Sb і S [135]. Кремнезем, який привноситься або екстрагується з

вмісних порід, відкладається у вигляді кварцових жил. Слюди переважно калієві (політипи 2M і 1M), нерідко з домішкою Na, або парагоніти. Гідротермальні карбонати представлені доломітом, анкеритом, магнезитом, сидеритом і кальцитом. Анкерит, який часто описують як головний карбонатний мінерал, насправді є залізовмісним доломітом. Типовими мінералами, які характеризують метасоматичні зміни, є залізовмісний доломіт, альбіт, кварц, калієва слюда, хлорит, пірит і арсенопірит. Альбіт головно властивий для змінених гранітних порід. Властива для серпентинітів група мінералів включає тальк, магнезит, фуксит/марипозит і виключає альбіт [46, 106].

Органічна речовина є активним концентратором рудогенних елементів, які знаходяться у сорбованому стані, або утворюють металоорганічні комплекси на родовищах, розміщених у вуглецьвмісних теригенних товщах [186]. При інтенсивних процесах постдіагенетичної трансформації піщано-глинистої осадової товщі, за термодинамічних параметрів, які відповідають „газовому вікну” (100-220 °C), органічна речовина зазнає процесу карбонізації з утворенням високомолекулярних бітумів (рис. 1.2.1) [103, 152]. Відбувається одночасне окислення і відновлення органічної речовини: одна її частина окислюється до CO_2, а інша – повністю відновлюється до вуглеводнів. Окрім того, при карбонізації розпадаються металоорганічні комплекси і різко зменшується сорбційна здатність рудних елементів, які переходять у розчини, внаслідок чого відбувається виділення основної маси рудних компонентів. Частка CH_4 у масі летких продуктів метаморфізму розсіяної органічної речовини постійно збільшується зі зростанням ступеня постдіагенетичних перетворень. Вивільнені при цьому вуглеводні і вуглекислота беруть активну участь у процесах рудоутворення [77]. За цих умов з вмісної породи активно вилучаються Fe, As, REE, зростає активність CO_2 і H_2S. Переломним є момент фазового перетворення жирного вугілля у коксівне (80-135 °C), що відповідає підстадії пізнього катагенезу і “головній фазі нафтоутворення”. Цей рівень

катагенезу у сапропелевих сланцях фіксується зміною нікелевих металоорганічних комплексів ванадил-порфіринами, а в сланцях з гумусовою органічною речовиною – різкими градієнтами концентрацій Ge, As, Mo, V, Ni, Co, Cu, Cr, Ag, Hg [65, 77]. В інтервалі температури 120-150 °C відбувається значне виділення метану за рахунок перетворення органічної речовини.

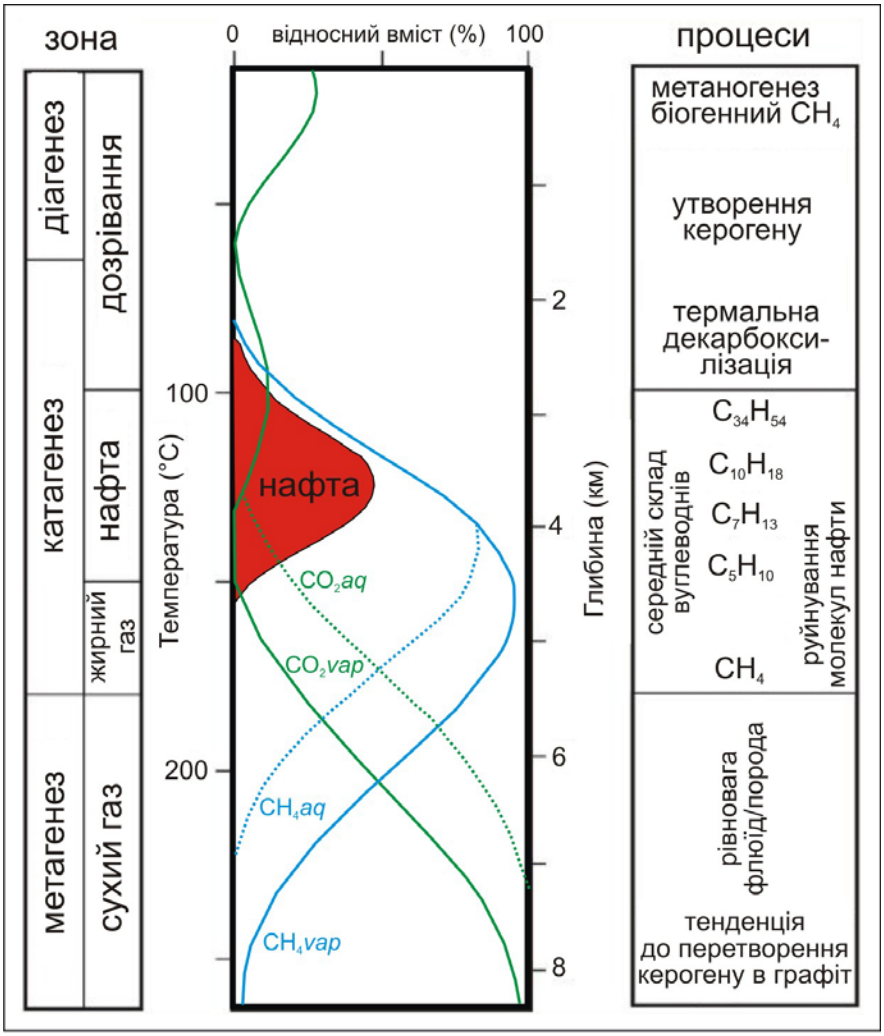


Рис. 1.2.1. Узагальнена схема термічного перетворення керогену у нафту. На схемі показано відносний вміст вуглеводнів, які утворюються з сапропелевих джерел з прогресивним дозріванням. Етап катагенезу починається при температурі ~ 50 °C, початок генерації нафти становить 100 °C. Середня температура поверхні 15 °C і геотермічний градієнт 30 °C/км (модифіковано за [152]).

Під час переходу до метагенезу (135-230 °С) різко зменшується пористість глин (від 8 до 6,5 %) і пісковиків (від 6-8 % до 1-4 %), удвічі зменшується кількість метану, утвореного при метаморфізмі органічної речовини і майже утричі зростає сумарна кількість відтиснутої порової і конституційної води. Це зростання зумовлене перетворенням змішаношаруватих силікатів у серицит, а також надходженням води за рахунок метаморфізму органічної речовини. Рух розчинів у зоні метагенезу відбувається не в поровому просторі, а в тріщинах [65]. Експериментально доведено [3], що розчинений у воді сульфат-іон, вже при 150 °С взаємодіє з газоподібними вуглеводнями, генеруючи абіогенний сірководень, що спричиняє метагенетичну піритизацію.

На стадії пізнього метагенезу відбувається масове виділення метану внаслідок синтезу вуглеводневих газів у зоні метаморфізму вугілля. Кількість CO_2, яка виділяється при термогідролізі, також пропорційна температурі метагенезу, при цьому концентрації CO_2 у зоні пізнього метагенезу перевищують концентрації CH_4. Такі вуглекислі флюїди утворюють самостійну, не пов’язану з нафтоутворенням, зону в областях новітнього орогенезу (Кавказ, Карпати тощо). Проте, вони зустрічаються і в нафтогазоносних регіонах (Західний Сибір, Північний Сахалін), де тяжіють до тектонічно активних розривних структур [65].

Наявність вуглистої речовини у вмісних породах вважається індикатором золотого зруденіння на родовищах орогенного типу. Це припущення базується на приуроченості підвищених концентрацій золота до малопотужних прошарків вмісних порід, переважно збагачених піритом і карбонатами. Проте, детальні дослідження низки орогенних родовищ Австралії засвідчили, що підвищені концентрації золота не завжди співпадають з вуглецьвмісними прошарками порід . На багатьох ділянках, де золоторудна мінералізація пов’язана з вуглецьвмісною породою, органічна речовина акумулювалась внаслідок епігенетичної ремобілізації під час гідротермально-метасоматичного

перетворення вмісних порід і рудоутворення. Петрографічні, геохімічні, ізотопні (C, O, S) дослідження органічної речовини у чорносланцевих породах показують, що наявність органічної речовини впливає на еволюцію епігенетичних гідротермальних флюїдів і локально сприяє підвищенню концентрації золота, проте вуглецьвмісні осадові породи не є вирішальним фактором рудоутворення у масштабі родовища. Натомість, об'єм гідротермальної системи, фізико-хімічні параметри висхідних розчинів і активність розломної системи відіграють значно важливішу контролюючу роль у осадженні золота [110, 183].

1.2.4. Характеристика мінералоутворювального розчину

Згідно з результатами вивчення флюїдних включень у кварці золоторудних родовищ орогенного типу спостерігається три типи флюїдних включень: 1) включення з водним розчином, рідкою і (не завжди) газоподібною вуглекислотою, іноді з помітними домішками CH_4 і N_2 (родовища Фостервіл, Бендіго (Австралія), Сігма (Канада), Сухий Лог (Росія)) [122, 150, 167]; 2) типові газові включення, які містять переважно щільну фазу CO_2, іноді CH_4 і N_2 (родовища Березовське, Світлинське (Росія), Ріфтон (Нова Зеландія)) [10, 118]; 3) багатофазові включення з газовим пухирцем, водним розчином і кубічними ізотропними кристалами хлоридів (родовища Дарасун, Майське, Нежданінське (Росія)) [10]. Для фанерозойських гідротермальних систем, утворених за температури 250-350 °C, властивий менший вміст газової фази CO_2, в той час як на родовищах архейського віку, утворених за вищих температур (325-400 °C), спостерігається більший вміст газової фази CO_2. Цю різницю пов'язують зі ступенем метаморфізму й ерозійним зрізом [183].

У табл. 1.5 наведені дані термобарогеохімічного вивчення флюїдних включень деяких золоторудних родовищ орогенного типу, розміщених у вуглецьвмісних теригенних товщах. Дані запозичені з опублікованих праць [10, 122, 150].

Таблиця 1.5.

Головні параметри рудоутворення на крупних золоторудних родовищах орогенного типу, розміщених у вуглецьвмісних товщах

Родовище	Тип флюїду	Головні компоненти	$T_{гом}$, °C	P, бар	$P_{заг}/P_{H_2O}$	$C_{солей}$, мас.%-екв. NaCl
Олімпіада (Росія)	Газонасичений розчин	H_2O+NaCl	485-190	2710-190	56,5-3,6	17,8-2,4
	Водний розчин	H_2O+NaCl	335-105	-	-	25,0-1,2
Нежданінське (Росія)	Газонасичений розчин	H_2O+CO_2+NaCl	387-249	1950-400	46,6-2,9	31,7-8,4
	Водний розчин	H_2O+NaCl	294-129	-	-	26,3-2,4
	Розсіл	H_2O+NaCl+$CaCl_2$	204-199	-	-	31,1-31,0
Сухий Лог (Росія)	Газонасичений розчин	N_2+CH_4+CO_2	350-210	2370-190	54,0-1,03	8,1-5,6
	Водний розчин	H_2O+NaCl	335-130	-	-	9,5-3,7
Бендіго (Австралія)	Газонасичений розчин	CH_4+ H_2O	402-317	-	-	3-2
	Газонасичений розчин	CO_2+ CH_4+H_2O	400-220	3800-800	-	0-10
	Водний розчин	H_2O+NaCl	379-140	1500-800	-	2-10

Більшість науковців [10, 136, 182, 188, 201] дотримується думки, що провідна роль у формуванні золото-кварцових рудних тіл на родовищах орогенного типу належить вуглекислотноводно-сольовому і газовому розчинам, які утворились унаслідок фазової сепарації протофлюїду зі складом H_2O–CO_2–NaCl±CH_4±N_2 при зниженні температури й тиску. Розшарування флюїду (фазова сепарація) під час рудоутворення мало місце на родовищах Фостервіл, Маунт Шарлот (Австралія), Мурунтау (Узбекистан), Сігма, Холінджер-Макінтаєр (Канада), Олімпіада, Нежданінське (Росія), на родовищах зеленосланцевого поясу Барбетон (Південна Африка), на родовищах золоторудного поясу Джуно (США) [10, 121, 134, 138, 167, 168, 175, 203].

За даними [93] соленість рудоутворювальних NaCl-KCl-$MgCl_2$ розчинів складає 6-17, переважно 9-13 мас. % NaCl-екв., концентрація CO_2 складає 2-7

моль/кг розчину. Ранні кварц, карбонат і шеєліт містять флюїдні включення з рідкою вуглекислотою, нерідко з домішкою метану, іноді включення з рідким сірководнем (на найглибших родовищах P_{H2S} досягає 2,5 кбар). Слабкокислі хлоридні, H_2CO_3 і H_2S-H_2CO_3 золотоутворювальні гідротерми, з низьким вмістом F і низькими fO_2 і fS_2 екстрагували з рудовмісних товщ SiO_2, Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co і W, але не Mn, Sn, Ge, Mo, Be [93].

Згідно з результатами термодинамічного моделювання, здійсненого Г.О. Пальяновою [179], формування родовищ переважно прожилково-вкраплених і вкраплених руд з тонкодисперсним золотом у пісковиково-сланцевих вуглистих товщах пов'язане з двома типами розчинів. Імовірна участь слабколужних-близьконейтральних розчинів при формуванні ранньої продуктивної мінералізації добре узгоджується з розвитком метасоматичних змін вмісних порід кварц-калійшпат-біотитових і пропілітових типів (pH = 5-8). Пізня продуктивна стадія формувалась за участю близьконейтральних і навіть слабкокислих високохлоридних розчинів, оскільки рудна мінералізація у цих випадках звичайно супроводжується окварцуванням і березитовим типом метасоматитів. Виходячи з аналізу газово-рідинних включень у мінералах із родовищ даного типу, Г.О. Пальянова припускає, що формування другої або третьої продуктивної стадії відбувалось за участі розчинів з концентрацією хлоридів більше 20 мас. % NaCl-екв. і менш лужних розчинів відносно першої стадії [179]. Схожі висновки зустрічаються також в інших публікаціях [5, 10].

Деякі дані щодо геохімії стабільних ізотопів на орогенних родовищах опубліковано у [188]. Значення $\delta^{18}O$ і δD на орогенних родовищах інтерпретовані по-різному. Роль метеорної води і глибинних флюїдів є предметом дискусій. Рудний флюїд зі значеннями $\delta^{18}O$ 6-11 ‰ відзначається на орогенних родовищах архейського віку, у той час як для рудного флюїду фанерозойських родовищ властиві значення 7-13 ‰. Більшість значень δD складають інтервал -80 – -20 ‰. Значення ізотопів сірки на різних родовищах значно відрізняються і змінюються в широких межах (від -20 до +25 $\delta^{34}S$ ‰),

що призводить до неоднозначності інтерпретацій. Широка варіація характерна також для значень ізотопів карбону з карбонатів рудної стадії (0 – -32 $\delta^{13}C$ ‰) [188].

На даний час існує кілька концептуальних моделей щодо генезису рудоутворювальних флюїдів орогенних золоторудних родовищ. Згідно з метеорною моделлю [174] значна взаємодія флюїд – порода за низького відношення вода/порода під час глибинної циркуляції метеорної води пояснює відносно підвищені сталі значення $\delta^{18}O$ і низькі, але змінні, значення δD у рудних флюїдах. Крім того існують геохімічні дані, інтерпретовані на користь магматичного походження флюїду [10, 164, 209]. Згідно з магматичною моделлю золотоносні розчини, збагачені фазою CO_2, відділились з сильно диференційованої гранітної магми. Найпоширенішою і найбільш підтримуваною на даний час є метаморфічна модель, яка добре узгоджується з результатами вивчення стабільних ізотопів, флюїдних включень, розподілу рідкісноземельних і літофільних елементів [77, 104, 123, 135, 149, 151, 155, 173, 182, 184, 190, 201, 207]. Згідно з цією моделлю, зони гідротермальної циркуляції розташовані вище ділянок плавлення кори, спричиненого мантійним джерелом тепла (рис. 1.2.2).

У нижній зоні, яка відповідає амфіболітовій фації метаморфізму, гідротермальна циркуляція менша, ніж у вищезалягаючій зоні, яка відповідає зеленосланцевій фації. Межа між двома зонами є межею двох фацій метаморфізму і одночасно межею пластичних і крихких деформацій в земній корі [135]. Зони циркуляції метаморфічного флюїду розділені слабкопроникним екраном, вище якого знаходиться зона діагенезу, де переважає циркуляція метеорної води, вивільненої з порового простору на стадії ущільнення осадів [158]. Слабкопроникний екран є ізолюючим прошарком, складеним мінеральними фазами на межі двох гідротермальних систем: холодної метеорної (H_2O розчини) у приповерхневій зоні і гарячої метаморфічної (розчини переважно H_2O–CO_2 складу з незначним вмістом N_2 і CH_4). Під

тиском метаморфічного флюїду цілісність екрану порушується і флюїд потрапляє по системі тріщин з зони пластичного середовища у зону крихких деформацій, де змішується з метеорним флюїдом, формуючи мінералотвірний розчин [141, 158, 183]. Фактори, які впливають на вилучення, транспортування і осадження корисних компонентів, наступні: зменшення градієнту температури і тиску, зміна хімічного складу та змішування флюїдів. Зменшення температури відбувається на фоні переходу прогресивного метаморфізму у регресивний [188]. Під час прогресивного метаморфізму відбувається розсіяння корисних компонентів, в той час як регресивний метаморфізм сприяє їхньому концентруванню. Максимальні значення температури і тиску можуть складати 350-650 °C і 3-5 кбар [183].

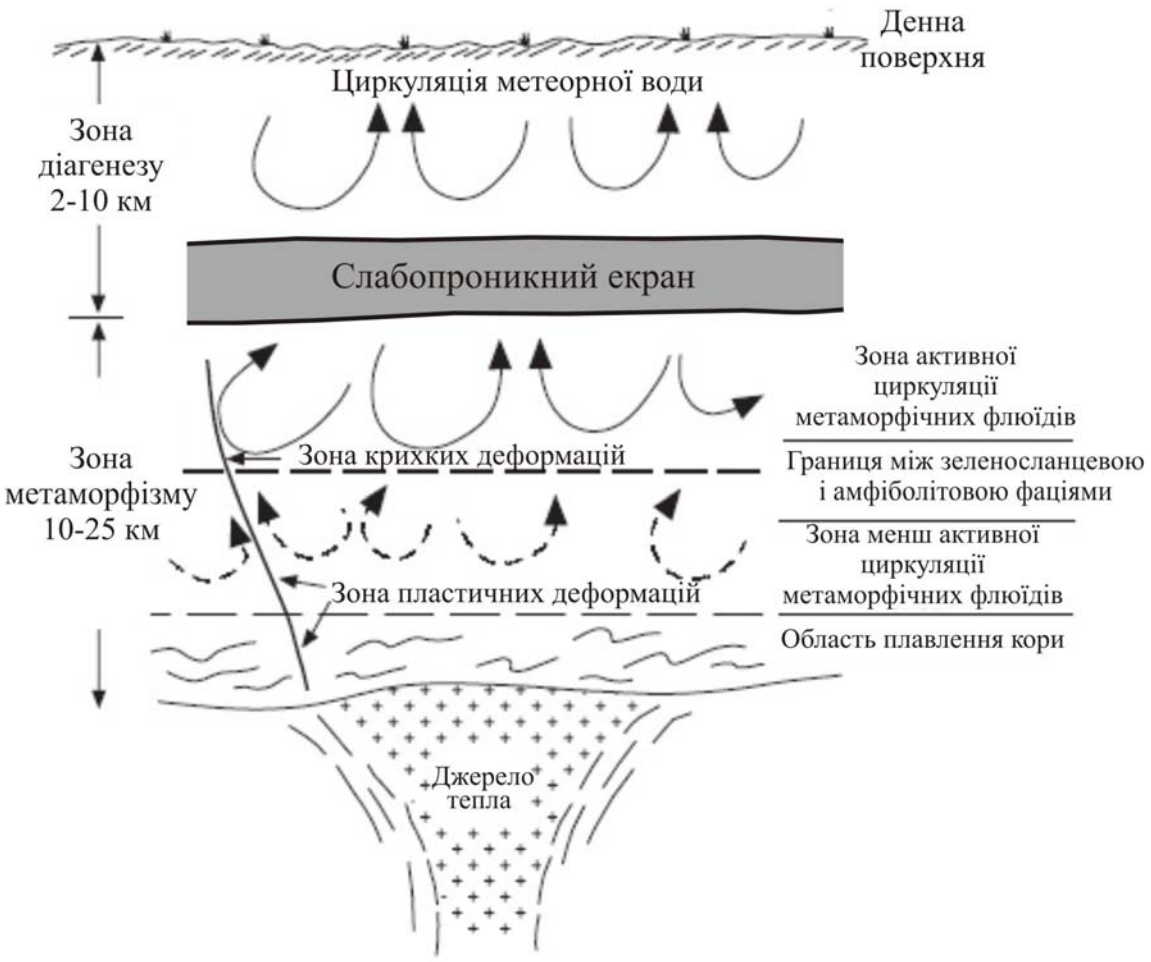


Рис. 1.2.2. Модель формування метаморфічного флюїду під впливом мантійного джерела тепла (модифіковано за [183]).

Для родовища Сухий Лог пропонується сингенно-метаморфічна модель формування [14]. Результати мінералого-геохімічних і ізотопних досліджень свідчать, що значна кількість сірки (і арсену) мобілізована з зовнішнього джерела [53]. Цей процес супроводжувався міграцією, концентруванням і накопиченням золота. Збагачення піриту важким ізотопом сірки ($\delta^{34}S_{серед.}$ = +8,5 ‰) [53] і розподіл ізотопів Pb у сульфідах і самородному золоті [98] підтверджують походження мінералізованих флюїдів із підрудних зон високотемпературного метаморфізму і гранітизації. Відсутність відмінностей у розподілі ізотопів кисню і вуглецю у жильних і породотвірних мінералах родовища Сухий Лог свідчить про низьке співвідношення вода/порода у рудотвірній системі і порододомінуючий режим флюїду, що відрізняє метаморфогенно-гідротермальне зруденіння в теригенних породах від магматогенно-гідротермального [53].

На основі мінералогічних, геохімічних і геофізичних досліджень В. Дістлером зі співавторами [122] розроблено триступеневу генетичну модель родовища Сухий Лог, яка включає осадження теригенних і вуглецьвмісних теригенно-карбонатних порід у внутрішньоконтинентальному рифті близько 800 млн років, регіональний метаморфізм (520 млн років), формування палінгенних гранітів і гідротермальних флюїдів, які спричинили рух контрастних асоціацій елементів – (Cr, Ni, Ti, Pt + Pd) і (Sn, W, Mo, Zr, Au, Ag, Zn + Pb) – 320 млн років тому. Згідно генетичної моделі родовища Сухий Лог [216], підтвердженої ізотопним датуванням монациту і циркону методом SHRIMP II, становлення родовища тривало значний період часу, протягом якого виділено чотири етапи, що включали седиментацію, ката- і метагенез, тектоно-магматичну активізацію, посторогенний магматизм (рис. 1.2.3). Починаючи від утворення метакристалів до виділення самородного золота минуло близько 300 млн років, включаючи тривалі перерви між стадіями гідротермального мінералотворення [122]. Отримані дані щодо U-Th-Pb датування монациту і циркону [216] підтвердили накладений характер золото-

кварц-сульфідної мінералізації на родовищі Сухий Лог і засвідчили тривалий і багатоетапний вплив метаморфізму на чорносланцеві породи хомолхінської світи. Встановлено, що перший пік метаморфізму (650-630 млн років) відповідав умовам епі- і катагенезу, в той час як другий пік (570 млн років) досягнув умов серицитової і хлоритової субфацій зеленосланцевого метаморфізму. Високотемпературну стадію гідротермального процесу пов'язано з прихованою інтрузією гранітного складу віком 450-440 млн років, тобто 200 млн років пізніше від події зеленосланцевого метаморфізму [159, 216]. Герцинський гранітоїдний магматизм (320-270 млн років) істотно не вплинув на U-Th-Pb ізотопну систему в акцесорних мінералах руд, і не є основним джерелом формування рудних флюїдів [216].

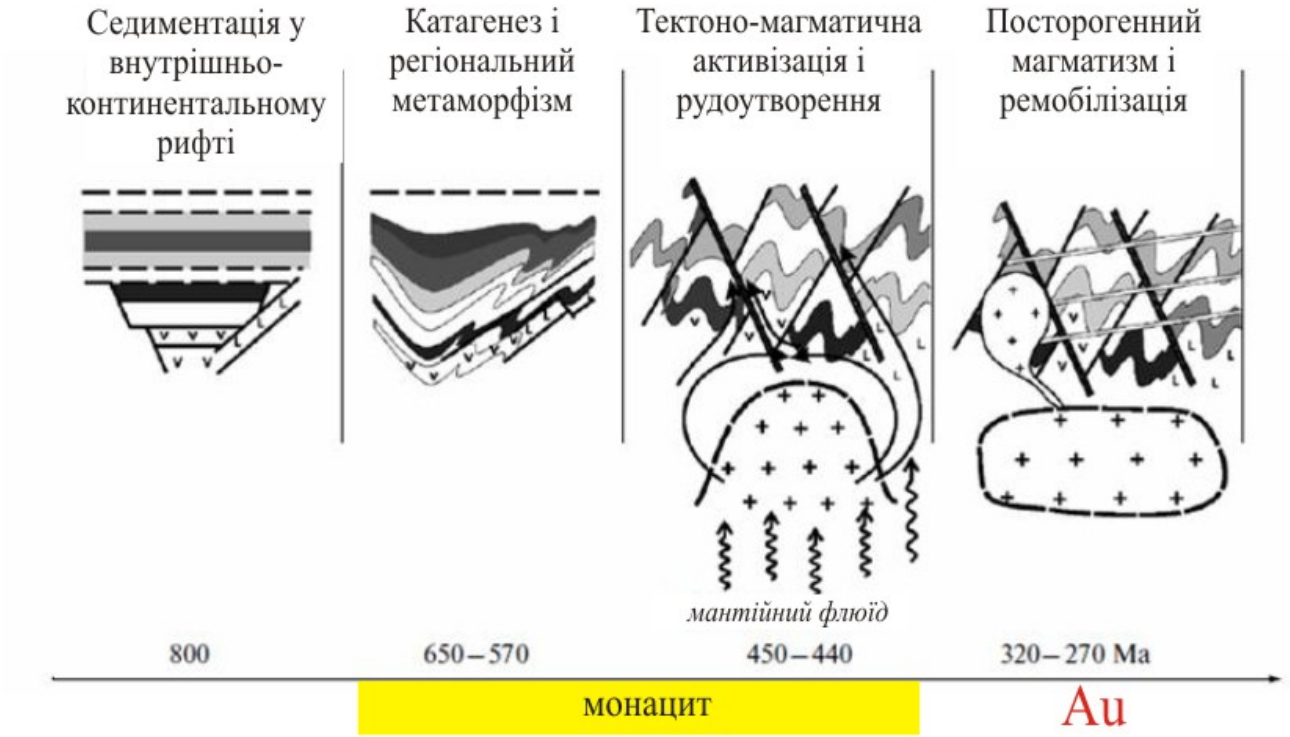


Рис. 1.2.3. Генетична модель родовища Сухий Лог (модифіковано за [122, 216]).

З генетичної моделі родовища Сухий Лог випливає, що для родовищ орогенного типу, розміщених у чорносланцевих товщах, процес мінералотворення не є одноактним короткотривалим процесом, коли кожна наступна стадія є закономірним продовженням попередньої. Дослідження

мінералізації Сухого Логу показали, що часові відрізки між стадіями складають близько сотні млн років, внаслідок чого зв'язок між стадіями має доволі умовний характер. Стадії процесу мінералотворення розділені тривалими періодами рівноваги у системі флюїд–порода. Зв'язок між стадіями відбувається лише через зміну механічних властивостей осадових порід теригенної товщі. Накладення різних тектонічних процесів з великим часовим відривом спонукає до думки, що стадії гідротермального мінералоутворення є радше етапами, під час яких діяли автономні гідротермальні системи.

1.2.5. Позиція золота в процесі рудоутворення

На думку багатьох дослідників [46, 72, 76] у процесі рудоутворення слід розрізняти два типи взаємовідношень самородного золота з сульфідами на золоторудних родовищах орогенного типу: раннє самородне золото, яке кристалізується одночасно з сульфідами – сингенне, тонкодисперсне (<1 мкм) і більш пізнє по відношенню до сульфідів – накладене, крупне, вільне золото (локалізоване на поверхні сульфідів, у тріщинах, дефектах індивідів). Вважається, що основна маса золота на золоторудних родовищах орогенного типу, розміщених у чорносланцевих товщах, виділяється на початкових стадіях рудоутворення у зв'язку з ранньою сульфідною (пірит-арсенопіритовою) асоціацією. Перша генерація золотовмісного піриту – результат укрупнення і збірної перекристалізації осадово-діагенетичного піриту, для нього властиві висока концентрація кобальту і нікелю та підвищена золотоносність. Для цієї генерації типовими є субзгідне до нашарування розміщення і відсутність зв'язку з тріщинними структурами. Золото виділяється переважно в тонкодисперсній формі і рівномірно розподілене по всій потужності мінералізованих зон. Арсенопірит цієї асоціації утворює вкрапленість у вмісних породах і має голчастий габітус. Для золотовмісного арсенопіриту властивий надлишок сірки і наявність платиноїдів [46].

У низці публікацій [4, 15, 85] припускається механічна природа золота у сульфідах. На думку інших науковців [48, 69, 105, 127, 194] золото входить у кристалічну структуру сульфідів переважно в аніонній, меншою мірою в катіонній формах. При цьому катіонна форма зумовлена ізоморфним заміщенням атомів заліза, а аніонна – атомів сірки і миш'яку.

Л. Кларком [44] експериментально встановлено, що при температурах 600-700 °С золото легко дифундує через арсенопірит. Виходячи з асоціації золота з арсенопіритом на багатьох родовищах, вважається, що значна кількість золота початково знаходилась у арсенопіриті під виглядом твердого розчину, а внаслідок охолодження рудної маси золото дефундувало з арсенопіриту.

У дослідженнях з використанням методів месбауерівської і фотоелектронної спектроскопії встановлена присутність металічної та ізоморфної форм золота. Використання нового високороздільного методу – вторинної іонної мас-спектроскопії (SIMS) з чутливістю 0,n-0,01 г/т Au дає можливість відрізнити золото, яке входить у структуру сульфідів, і золото у вигляді мікровключень. За даними [132] частка золота зі складом $Au(HS)^0$ адсорбується на поверхні росту арсенопіриту. Високі вмісти розсіяного золота встановлені методом SIMS в арсенистому піриті золоторудних родовищ типу Карлін – аж до 2,4 мас.% [129, 202]. При цьому за даними методів рентгенівської абсорбції золото присутнє у вигляді субмікронних включень та в іонній формі (Au^{1+}) у двійній або четверній координації. Позитивна кореляція Au з As для проб піриту свідчить про приуроченість золота в піриті до збагачених миш'яком ділянок [127, 202]. Питання, пов'язані з однозначним визначенням тонкодисперсної форми золота (металічного або ізоморфного) і його хімічного стану (Au^0, Au^{1+} або Au^{3+}), надалі залишаються дискусійними [132, 178].

Крім ранньої сульфідної (пірит-арсенопіритової) асоціації золото у вільному стані зустрічається у складі пізньої (полісульфідно-сульфосольної)

асоціації. В окремих випадках проявлена третя кварц-антимонітова або кварц-телуридна стадія, інколи з самородним золотом [93].

За даними [93, 179, 182, 183] золото на орогенних родовищах переноситься головно у формі $AuHS^0$ за низьких значень pH і $AuHS^-$ – у середовищі з близько нейтральним pH за температури нижче 400°C.

Метаморфізм порід складу хлорит-кальцит-альбіт-кварц (магматичного чи осадового походження) на границі зеленосланцевої і амфіболітової фацій відповідає умовам 480±20 °C (3-5 кбар) і продукує значний об'єм слабосоленого H_2O-CO_2 розчину [182]. Значне поширення піриту у породах вищевказаного мінерального складу приурочене до підвищених концентрацій сірки у розчинному стані. Такі умови сприяють транспортуванню золота у вигляді молекулярних Au-S комплексів і осадженню золота у більших кількостях по відношенню до срібла й інших металів.

Осадження золота відбувається в інтервалі температур 250-400°C. За температур вищих 400°C золото транспортується у складі хлоридних комплексів ($AuCl_2^-$). Просторова асоціація Au з сульфідами, підвищена залізистість вмісних порід на початку процесу рудоутворення і недостатня рухливість Fe^{2+} свідчать на користь того, що осадження Au пов'язане з сульфідизацією вмісних порід. Взаємодія збагачених Fe порід і сірковмісного флюїду призводить до утворення піриту, розпаду гідросульфідних комплексів і осадження Au за реакцією [183]:

$$FeO + HAu(HS)_2 + 1/4O_2 \rightarrow FeS_2 + 3/2H_2O + Au.$$

Розділ 2. ГЕОЛОГО-МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА БОБРИКІВСЬКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РОДОВИЩА

У розділі розглянуто геологічні та мінералогічні особливості Бобриківського золоторудного родовища ґрунтуючись на опублікованих літературних даних.

2.1. Геологічна будова

2.1.1. Тектонічна позиція

Донецький басейн є частиною великого внутрішньоконтинентального палеорифту, який перетинає південну окраїну Східно-Європейської платформи з північного заходу на південний схід і розміщений між Воронезьким кристалічним масивом і Українським кристалічним щитом [204]. У тектонічному відношенні Донбас розміщений між Дніпровсько-Донецькою западиною і валом Карпінського і контролюється Дніпрово-Тянь-Шанським лінеаментом, який простягається на відстань понад 2000 км від басейну р. Прип'яті до північно-західних відрогів Південного Тянь-Шаню [80, 204].

Бобриківське золото-поліметалеве родовище розташоване у північно-західній частині Бобриківського рудного поля, яке співпадає з площею одноіменної антикліналі протяжністю 11 км і шириною 2,5 км, у межах Нагольного кряжу (рис. 2.1.1). Площа Нагольного кряжу обмежена системами антикліналей: субширотними Головною і Бобриківсько-Єрмаківською і Гостробугорсько-Бобриківською і Грузькою на заході і сході відповідно. Між цими додатніми структурами розміщене мульдоподібне утворення – Карпово-Крепінська синкліналь [84].

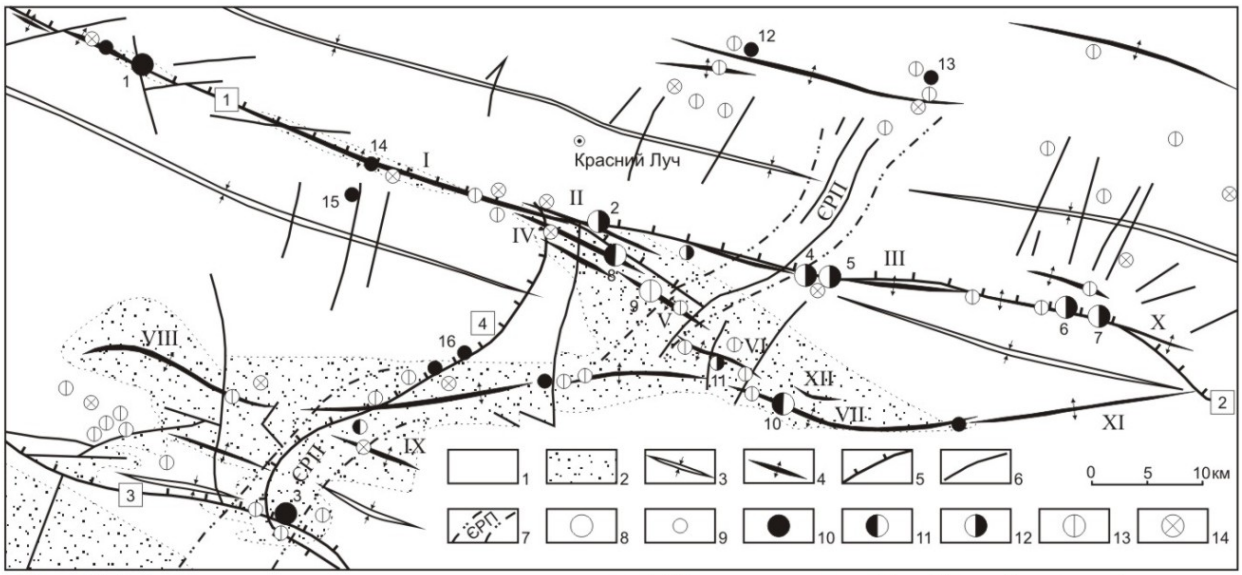


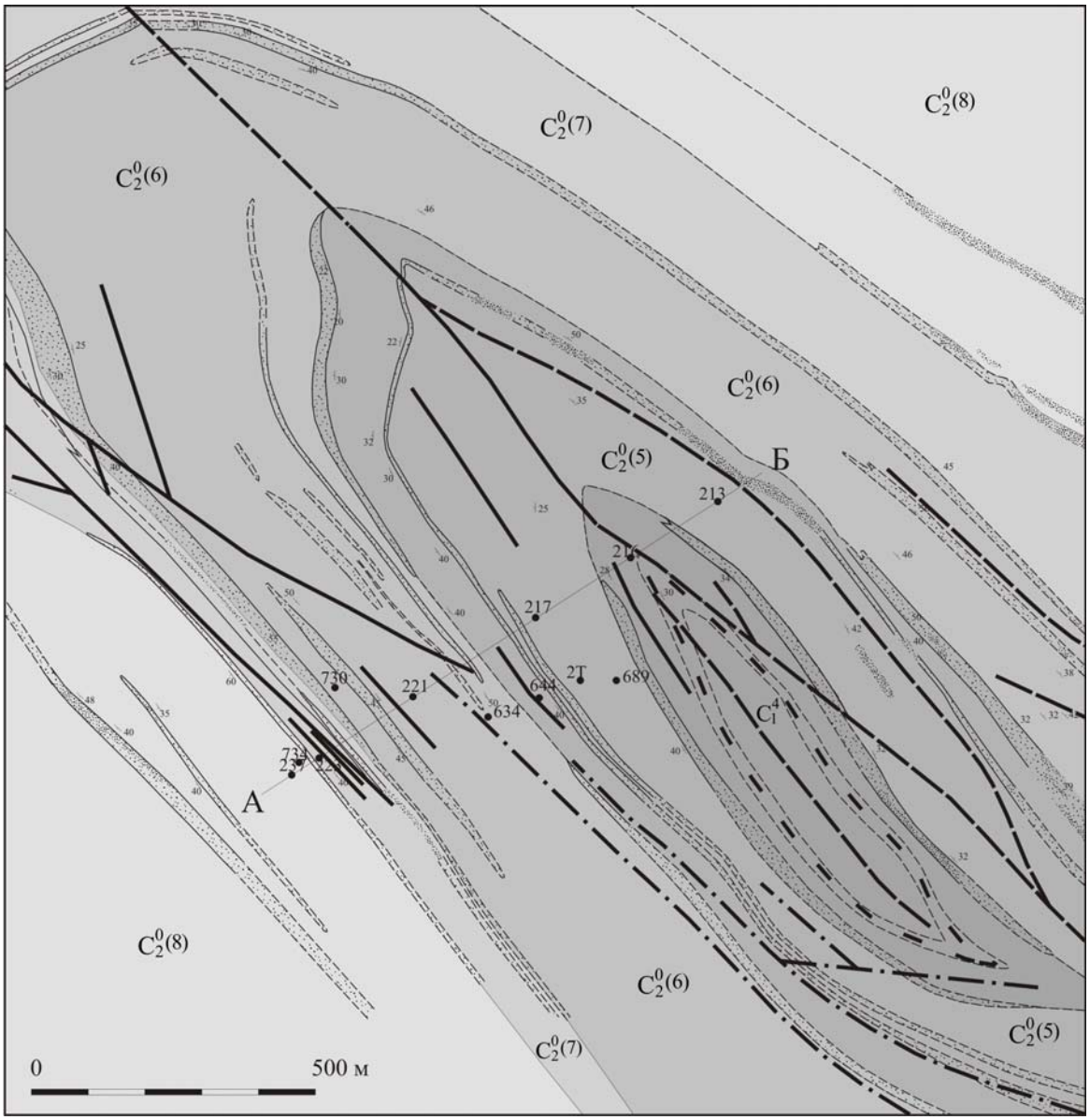
Рис. 2.1.1. Схематична карта золотоносності Центрального Донбасу (знято відклади мезо-кайнозою) [65].

Умовні позначеня: 1 - відклади карбону, що залягають вище амвросіївської світи; 2 - відклади амвросіївської світи та її стратиграфічних аналогів; 3 - синкліналі; 4 - *антикліналі* (I - Ольховатська, II - Єсаулівська, III - Горіхово-Тарасівська, IV - Гостробугорська, V - Нагольчанська;VI - Дяківська, VII - Бобриківська, VIII - Зуївська, IX - Несвітаївська, X - Грузька, XI - Єрмаківська, XII - Краснівська); 5 - *головні насуви* (цифри у квадратах: 1 - Осьовий, 2 - Суліно-Констянтинівський, 3 - Мушкетівський, 4 - Міусинський); 6 - інші розривні порушення; 7 - контур Єланчик-Ровеньківського підняття; 8 - родовища і перспективні рудопрояви; 9 - прояви мінералізації. *Типи мінералізації за складом*: 10 - переважно золото-піритовий, 11 - золото-поліметалічний, 12 - срібно-поліметалічний з підвищеним вмістом золота, 13 - поліметалічний, 14 - ртутний). *Назви родовищ*: 2 - Єсаулівське, 3 - Журавлівське, 6 - Нагольно-Тарасівське, 7 - Журавське, 8 - Гостробугорське, 9 - Нагольчанське, 10 - Бобриківське. *Назви рудопроявів*:1 - Михайлівський, 4 - Горіхівський, 5 - Греківський, 11 - Дяківський, 12 - Щетівський, 13 - Медвежанський, 14 - Андріївський, 15 - Північний, 16 - Саурмогильський

Тектонічні особливості і рудоносність Нагольного кряжу у межах Донбасу зумовлені його приуроченістю до складного структурного вузла – перетину Головної антикліналі суміжної з субширотним осьовим Центрально-Донецьким глибинним розломом з поперечним Єланчик-Ровеньківським підняттям і Міус-Деркульським глибинним розломом [30]. Склепіння Головної антикліналі в межах Нагольного кряжу ускладнене серією брахіантиклінальних складок, розміщених зі сходу на захід у наступному порядку: Єрмаківська, Краснівська, Бобриківська, Дяківська, Нагольчанська, Гостробугорська. Північне крило Головної антикліналі ускладнене Єсаулівською і Горіхово-Тарасівською антикліналями другого порядку.

2.1.2. Структура родовища

В результаті багаторічних робіт, проведених ДГП “Луганськгеологія”, Донецьким державним технічним університетом, Інститутом фундаментальних досліджень, Інститутом геохімії, мінералогії і рудоутворення НАН України, а також тектонофізичних досліджень Інституту геофізики НАН України й геолого-геофізичних досліджень Українського державного науково-дослідницького і проектно-конструкторського інституту гірничої геології, геомеханіки і маркшейдерської справи (УкрНІМІ НАН України), на сьогодні відомі основні риси структури Бобриківського родовища (рис. 2.1.2).



а

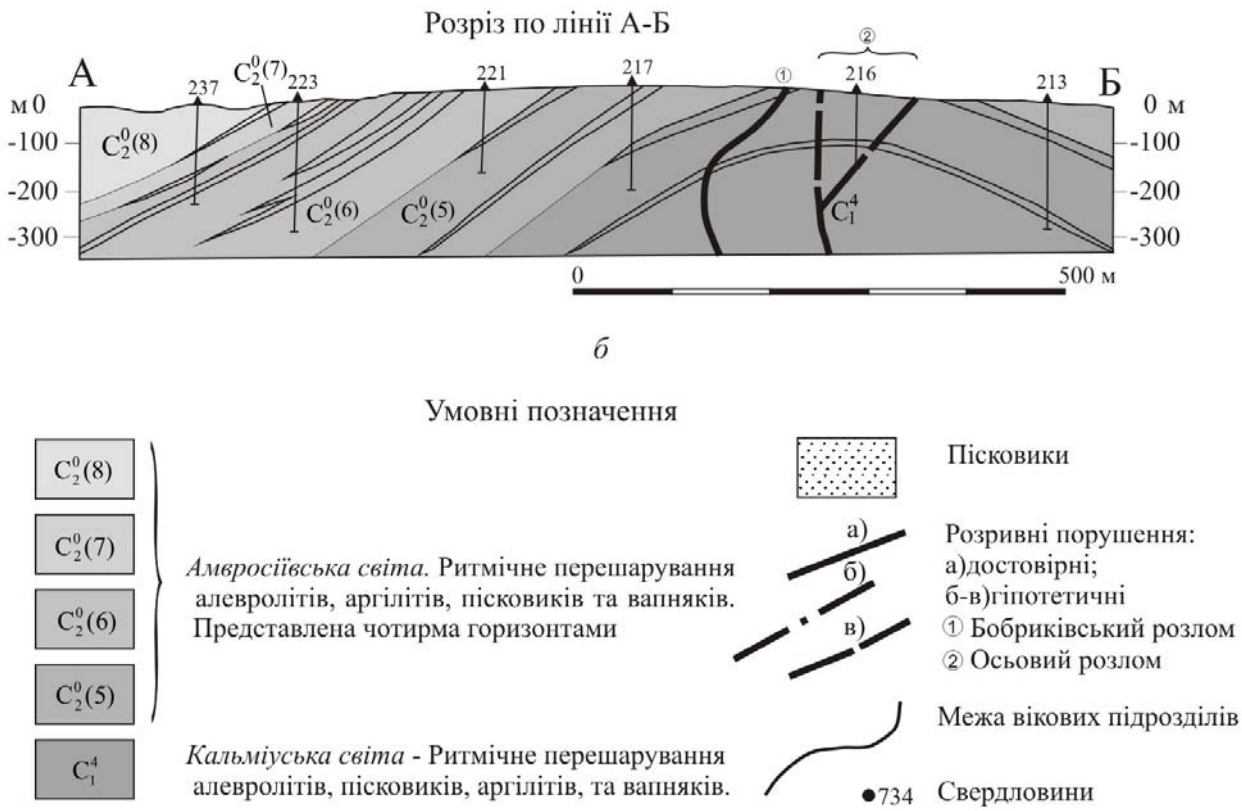


Рис. 2.1.2. Бобриківське родовище: *а* – структурно-геологічна схема родовища, *б* – геологічний розріз.

Бобриківське родовище локалізується у північно-західній частині одноіменної антикліналі, яка прослідковується у субширотному напрямі на відстані близько 10 км. У районі с. Бобриково осьова лінія Бобриківської антикліналі різко вигинається і найбільш припіднятий і добре проявлений фрагмент складки простежується за азимутом 310-320° протягом 2 км [7]. Бобриківська брахіантикліналь розглядається як конседиментаційна структура, оскільки в її склепінні прошарки пісковиків мають найбільшу потужність, а вниз за падінням крил і в сторону периклінальних замикань вони виклинюються [89]. Співвідношення короткої і довгої осей антикліналі складає приблизно 2:5. Антикліналь слабо асиметрична, кути падіння порід на південно-західному крилі складають в середньому 40-50°, тоді як північно-східне крило менш похиле – 20-35°. Склепіння відносно широке, падіння порід

пологе – під кутом 20-25° у південно-західній частині склепіння і 15-17° – у північно-східній [26].

Уздовж довгої осі Бобриківської антикліналі проходить крупний S-подібний Бобриківський розлом, який на плані розглядається як правобічний зсув, а у розрізі – підкидом з викривленням за падінням площини зміщувача. Бобриківський розлом утворився внаслідок спряження двох регіональних зсувів у фундаменті – перший маркує субширотну Зуївсько-Бобриківсько-Єрмаківську лінію антикліналей, другий – Гостробугорсько-Бобриківську північно-західного простягання. Бобриківський розлом є головним рудоконтролюючим елементом у межах родовища [26].

Бобриківська антикліналь утворилась як вузол перетину двох глибинних розломів фундаменту, проявлених антиклінальними кулісами – Гостробугорсько-Бобриківського і Зуївсько-Бобриківсько-Єрмаківського зсувів у зоні впливу прихованого субмеридіонального розлому. Внаслідок зсувів по субширотному розлому, який визначив простягання осей північно-західної і південно-східної перикліналей Бобриківської складки, відбувалось локальне розтягнення осьової частини структури з утворенням серії осьових підкидо-зсувів, ускладнених системами сколових тріщин північно-західного і субмеридіонального напрямків, які супроводжувались прирозломним кліважем (головний шов Бобриківського розлому) і тріщинами відриву [26].

За даними гравіметрії в межах родовища виділено субдовготний Єланчик-Ровеньківський прихований глибинний розлом, вважаючи його правобічним зсувом у зоні шириною 2-3 км, яка простягається за азимутом 26° [7]. Припускається, що один із крупних швів Єланчик-Ровеньківського розлому проходить між Бобриківською і Дяківською антикліналями, а другий – східніше свердловини № 1Б, де до нього приурочені дайки камптонітів [26].

У межах родовища виділено три системи тріщин [65].

1. Синскладчаста тріщинуватість представлена паралельними до осі антикліналі тріщинами сколювання. Ці тріщини, які падають до осьової

площини за азимутом 50° під кутом близько 50°, утворились внаслідок сколювання при вигині пластів порід. У крутішому південно-західному крилі антикліналі їхня щільність більша, ніж у похилому північно-східному крилі, де вони розріджені. Одночасно зі складкоутворенням також виникли тріщини відриву, які тяжіють переважно до приосьової частини антикліналі і розташовані перпендикулярно до осі. Азимут їхнього простягання близько 50°, падіння круте на південний схід і північний захід під кутами 70-80°. Разом з тим формувалися і пошарові тріщини, пов'язані з проковзуванням пластів, проте вони мають підпорядковане значення [65].

2. Система тріщин, які оперяють осьовий Бобриківський розлом, представлена: тріщинами сколювання північ-північно-західного (субдовготного) і північно-західного (паралельного до лінії зсуву) напрямків, які падають під кутами 50-55° до розлому; тріщинами відриву північно-східного напрямку, які у висячому боці розлому падають під кутами 10-20° від розлому. Тріщини сколювання розвинуті у південно-західному крилі антикліналі, незважаючи на те, що їхня щільність зростає у напрямку до розлому, а тріщини відриву переважають неподалік розлому [65].

3. Тріщинуватість, пов'язана з прихованим субмеридіональним Єланчик-Ровеньківським розломом [65].

Неодноразово відмічено [26, 65, 101] характерну особливість Бобриківського родовища – відсутність перетину прожилків, багаторазове відкривання тих самих тріщин, поздовжнє зміщення прожилків у тріщинах сколювання, яка свідчить про незмінність плану деформацій протягом рудоутворення.

2.1.3. Стратиграфія і характеристика вмісних порід

Палеонтологію і стратиграфію карбону Донбасу вивчала низка відомих дослідників (Л.І. Лутугін, Ф.М. Чернишов, М.М. Яковлєв, М.Й. Лєбєдєв, К.І. Лісіцін, М.Д. Залеський, Б.І. Чернишов, К.Й. Новик, А.П. Ротай, В.Д. Фомічев,

П.Л. Шульга, Д.Є. Айзенверг, Н.Є. Бражнікова, Н.П. Василюк та ін.). На основі проведених робіт створена детальна схема розчленування донецького карбону.

Специфічною особливістю стратиграфії донецького карбону є існування двох самостійних схем – поділ карбону на світи, заснований на літологічному принципі і зональний поділ, розроблений на основі палеонтологічних матеріалів. Прийняті межі між світами не завжди співпадають з міжнародними стратиграфічними межами, проте схема поділу карбону на світи має велике практичне значення. Кожна світа має у своєму складі головний маркуючий горизонт, який відповідає критеріям показовості й витриманості на площі басейну. У Донецькому басейні такими маркерами є верстви вапняків. Кожній світі і відповідному до неї вапняку притаманні індекси. Вапняки індексуються великими літерами латинської абетки у порядку зменшення віку, індекс світи складається з літерного символу «С» і двох цифрових символів розташованих праворуч, нижній з яких вказує на номер відділу, верхній – номер світи у порядку зменшення її віку. Подібно використовується індексування світ великими літерами латинської абетки. Світний вапняк залягає у підошві світи й індексується латинською літерою з нижнім цифровим символом «1» (наприклад D_1), інші верстви вапняків, що входять до складу однойменної світи, позначаються подібним буквенним позначенням, але з нижнім цифровим символом, який відповідає їхньому порядковому значенню щодо першого світного вапняку (наприклад D_3). Окремі верстви в пачці вапняку чи не витримані за площею пласти можуть мати також верхній символ (цифру або літеру), що позначає їхнє положення щодо головного маркуючого шару (наприклад D_3^2). За подібним принципом, лише малими латинськими літерами, позначаються пласти вугілля у кожній світі. Винятком є мокроволноваська серія C_1^1 (A), представлена суцільною вапняковою товщею. Згідно до цієї схеми нижній карбон ділиться на наступні світи, що позначаються індексами: C_1^1, C_1^2, C_1^3, $C_{1\text{-}2}^4$ (нижня частина), або відповідно великими літерами латинської абетки: A, B, C, D. Середній відділ включає наступні світи: $C_{1\text{-}2}^4$ (D) (верхня частина),

C_2^0 (E), C_2^1 (F), C_2^2 (G), C_2^3 (H), C_2^4 (I), C_2^5 (K), C_2^6 (L), C_2^7 (M), $C_{2\text{-}3}^1$ (N) (нижня частина). Верхній відділ складений світами $C_{2\text{-}3}^1$ (N) (верхня частина), C_3^2 (O), C_3^3 (P). Межі світ часто не співпадають з межами ярусів і біостратиграфічних зон, тому одна світа може поширюватись на два сусідні відділи (наприклад, світи $C_{1\text{-}2}^4$ і $C_{2\text{-}3}^1$) [82].

За даними В.А. Новика [75] Єланчик-Ровеньківський розлом контролює структурно-формаційну границю між відкладами вугленосно-теригенної формації амвросіївської світи C_2^0(E) і теригенної флішоїдної формації дяківської серії C_2*dk*, що визначило існування двох типів розрізу в межах Єсаулівсько-Нагольчанського структурного вузла. Границя між типами розрізів представлена складною стратиграфічною поверхнею ковзання, яка на поверхні простежується у мандрикінській C_2^1(F) і моспінській C_2^2(G) світах, фіксуючи закономірне фаціальне заміщення відкладів уздовж прогину з заходу на схід [75].

Єсаулівсько-Бобриківський тип розрізу є більш аргілітовий, ніж Ольховатсько-Амвросіївський, і саме глинистість розрізу серії C_2*dk* в Єсаулівсько-Бобриківській фаціальній зоні зумовила переважно тріщинну проникність рудовміщуючої товщі. Прожилкова золото-поліметалева мінералізація Бобриківського родовища локалізована в аргілітовій товщі нижньої частини серії C_2*dk*, крім того найбільш багаті на золото інтервали тяжіють до границі між серією C_2*dk* і кальміуською C_1^4(D) світою [75].

Крім відкладів нижньої частини дяківської серії C_2*dk*, які відслонюються на денній поверхні Бобриківської антикліналі, глибокою свердловиною № 1Б в інтервалі від 895 до 3512 м розкриті відклади кальміуської C_1^4(D), самарської C_1^3(C), межевської C_1^2(B) світ і верхня частина донецької світи C_1^1*dn*. Весь розріз, розкритий свердловиною, належить до візейського C_1v, серпухівського C_1s і башкирського C_2b (нижня частина) ярусів карбону [65]. Відклади монотонні: алевритисті аргіліти та аргіліти з рідкісними верствами кварцитоподібних пісковиків.

На денній поверхні нижня частина дяківської серії C_2dk, яка відслонюється у склепінні Бобриківської антикліналі, представлена темно-сірими аргілітами з прошарками сірих середньо-дрібнозернистих, дрібнозернистих і тонко-дрібнозернистих пісковиків; потужність окремих верств не перевищує 15 м (переважно 4-5 м). На площі родовища 9-13 верств таких пісковиків утворюють гривки і висипки, за якими добре картується Бобриківська антикліналь. Поблизу осі антикліналі на поверхню виходить горизонт чорних вуглецьвмісних аргілітів; подібні верстви зустрічаються і у свердловинах до глибини 200 м. Загалом рудовміщуюча товща Бобриківського родовища аргілітова. Свердловинами до глибини 1300 м серед чорних вуглецьвмісних аргілітів розкрито лише 17 малопотужних прошарків (близько 5 % розрізу) переважно дрібнозернистих пісковиків. Малопотужні верстви вапняків зустрічаються зрідка, а вугілля відсутнє [47, 65].

За даними [102] на Бобриківському родовищі переважають три літологічні типи порід.

1. Алеврито- і пісковиково-глинисті сланці (або аргіліти) складають близько 50-60 % загальної потужності товщі. Вони утворюють прошарки різної потужності – від кількох міліметрів до 50-70 м і складені кварцом (50-65 %), серицитом (10-15 %), хлоритом (15-20 %), карбонатами (від 3-5 до 15-20 %) типу анкерит-сидерит, вуглиста речовина (від 5-10 до 25-30 %), польовим шпатом (1-2 %) [102].

2. Пісковики в розрізі товщі складають 20-30 %. Вони залягають у вигляді тонких прошарків серед сланців потужністю від кількох міліметрів до 5-10 см і утворюють самостійні потужніші пласти і пачки – від 20-30 см до 5-10, рідше 40-50 м. Пласти, як правило, не витримані і за простяганням і падінням нерідко заміщуються пісковиково-глинистими сланцями. Пісковики складені кварцом (65-75 %), польовим шпатом (до 1 %), серицитом (до 5 %), хлоритом (5-7 %), карбонатами (7-10 %) [102].

3. Вапняки утворюють прошарки потужністю до 5-10 см, які за простяганням різко виклинюються. Породи складені залізистими карбонатами типу анкериту-сидериту, кальцитом; зустрічаються уламки фауни, часто піритизовані. Крім карбонатів у вапняках спостерігаються кварц, мусковіт, органічна речовина [102].

До глибини 660 м породи на Бобриківському родовищі належать до підзони раннього метагенезу. Нижче 660 м інтенсивність перетворення порід зростає, досягаючи ступеня пізнього метагенезу [65].

2.1.4. Магматизм

На даний час у межах Нагольного кряжу магматичні породи в корінному заляганні невідомі, разом з тим, існують відомості про знахідки уламків камптонітів на північному крилі Бобриківської антикліналі [91]. Найближчі виходи вивержених порід – лампрофіри міуського комплексу юрського віку (160 ± 12 млн років) (мончикіти, камптоніти й одиніти) утворюють дайковий пояс шириною близько 20 км і довжиною 50 км (рис. 2.1.3), який навхрест перетинає головні структури Донбасу (Південну і Головну антикліналі та Чистяково-Сніжнянську і Південну синкліналі) [12, 30, 42, 96]. Зона дайок добре проявлена в межах Амвросіївської антикліналі і звужується у північно-східному напрямку з виклинюванням поблизу м. Міусинськ на осі Головної антикліналі [26, 42]. Цей комплекс відображає положення зони поперечного Міусько-Деркульського глибинного розлому і просторово співпадає з однією з поперечних структур Донецького басейну – Єланчик-Ровеньківським підняттям [12, 42]. За даними [12] породи Міуського комплексу по відношенню до золотополіметалевої мінералізації Нагольного акряжу є пострудними.

В.І. Скаржинський висунув припущення, що формування золото-пірит-арсенопіритової мінералізації пов’язане з ранньоорогенним південнодонбаським (290-260 млн років) лужно-базальтоїдним комплексом, а поліметалевої мінералізації – з пізньоорогенним андезито-трахіандезитовим (230-220 млн років) комплексом [91].

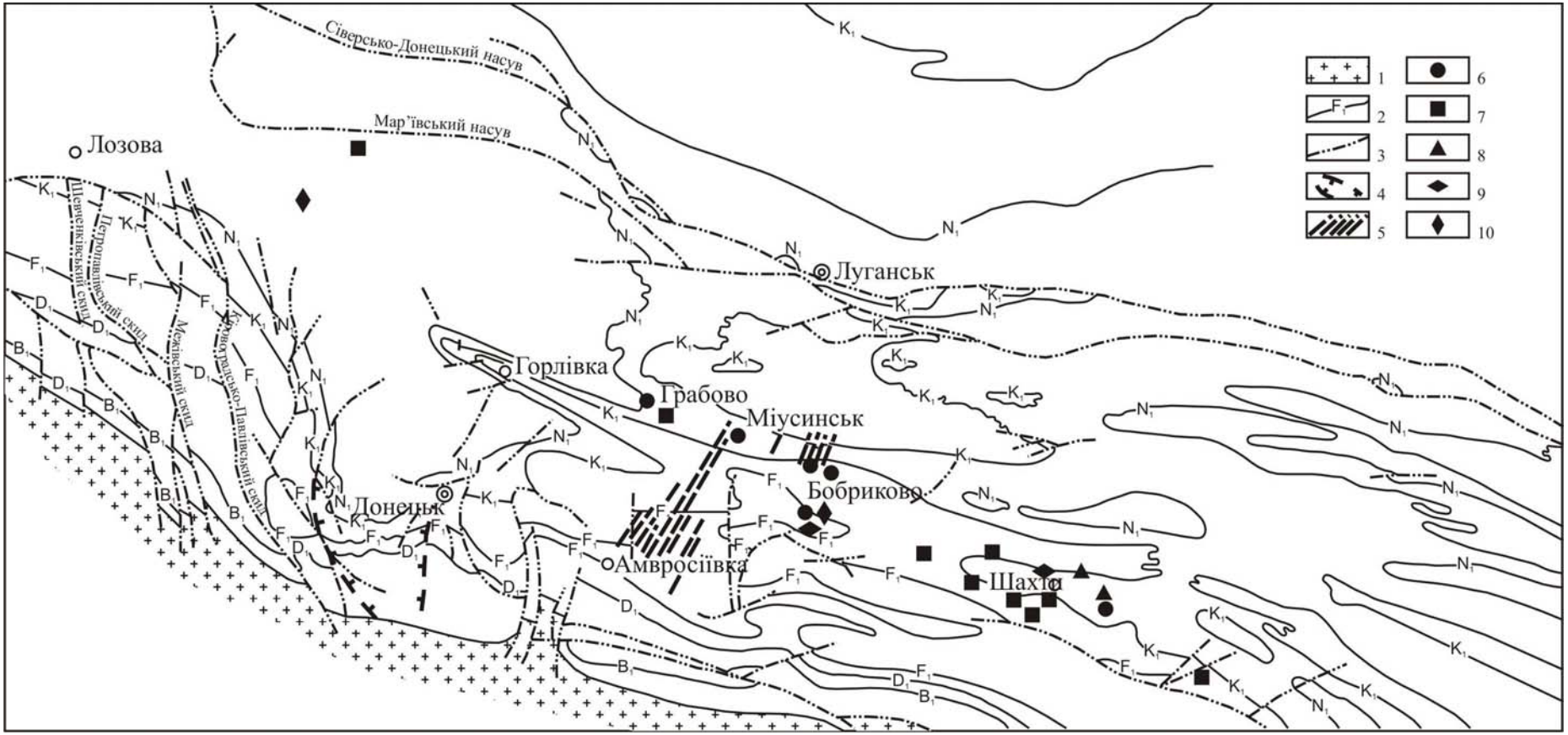


Рис. 2.1.3. Геологічна схема Донецького басейну з даними проявів магматизму: 1 – азовський кристалічний масив; 2 – межі ярусів карбону (маркуючі горизонти); 3 – розривні порушення; 4 – зона міжпластових інтрузій трахідолеритів; 5 – дайкова зона; 6 – діабази, мончекіти і камптоніти; 7 – андезити, андезитові порфіри; 8 – авгітові керсантити, спесартити; 9 – порфірити; 10 – альбітофіри, альбітова порода [42].

На основі комплексної інтерпретації геофізичних даних виділено приховані інтрузивні масиви (гранітоїди) у районі Головної антикліналі, а також вздовж зони Міусько-Деркульського глибинного розлому по лінії Амвросіївка–Міусинськ [28, 96]. На основі інтерпретації даних гравіметричного розвідування і розрахунків теплового потоку В.В. Гордієнко [31] припускає наявність прихованої інтрузії у районі Бобриківської антикліналі на глибині 4 км.

2.2. Мінералогічні особливості і закономірності поширення зруденіння

2.2.1. Мінеральний склад руд

Результати дослідження мінералогії гідротермальних утворень Нагольного кряжу висвітлені у низці наукових праць [25, 39, 62, 63, 64, 65, 91].

Мінеральний склад жильних утворень Нагольного кряжу вперше описав Я.В. Самойлов (1906), головну увагу надавши діагностиці та опису окремих мінералів. Пізніше більш ширше, з врахуванням вікових і структурних взаємовідношень, склад руд нагольчанських родовищ і рудопроявів вивчали Є.К. Лазаренко, С.А. Юшко, А.А. Якжин.

Поширення гідротермальної мінералізації Нагольного кряжу підпорядковане структурному плану району [89]. Згідно з розділенням Головної антикліналі на південну і північну гілки виділено дві рудні зони – Головну й Північну. Незважаючи на спільність характеру мінералізації, обом зонам властивий нерівномірний розподіл продуктів ранніх і пізніх стадій мінералоутворення [39]. Крім того в межах кожної рудної зони відмічене закономірне підвищення ролі високотемпературних асоціацій. Так, вздовж простягання Головної рудної зони у південно-східному напрямку в ряді проявів Гостробугорське – Нагольчанське – Дяківське – Бобриківське зростає значення пірит-арсенопіритової асоціації. У Північній зоні, у крайньому західному Єсаулівському родовищі, відмічена низькотемпературна стибієво-поліметалева

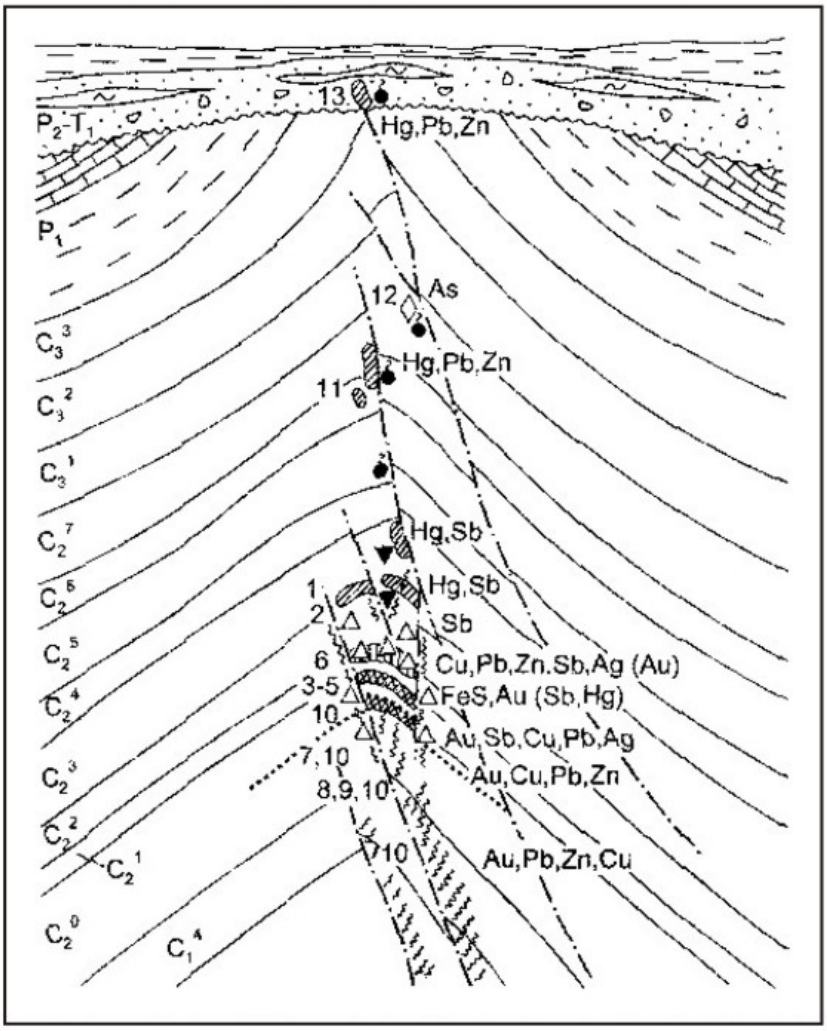
асоціація. На рудопроявах, розміщених східніше (Греківське, Любимівське), переважає поліметалева асоціація, а в жилах найбільш східного, Нагольно-Тарасівського рудного поля, домінують пірит і арсенопірит [62].

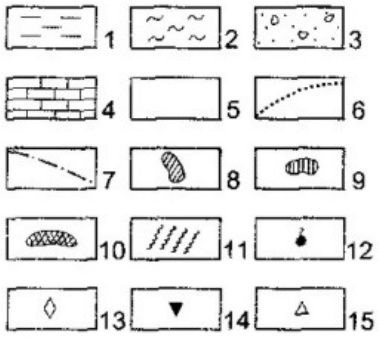
Латеральна мінералогічна зональність Центрального Донбасу узагальнена В.О. Шумлянським та ін. [65] у вигляді рудно-метасоматичної колони Головної антикліналі Донбасу (рис. 2.2.1). Колона довжиною близько 10-12 км охоплює розріз від дронівської світи (P_2–T_1) до середини кальміуської світи C_1^4(D), а незначна рудна мінералізація продовжується ще глибше.

Верхня частина колони представлена дикіт-карбонат-кіноварним зруденінням Дружківсько-Костянтинівської антикліналі, яке розташоване на глибині 300-800 м [65]. Найвище за розрізом знаходиться реальгарова мінеральна зона (Суровський рудопрояв), до складу якої входять реальгар, кіновар, дикіт, кальцит, барит і нафтоподібний бітум. Нижче розташована кіноварна зона, представлена Куртівським і Костянтинівським рудопроявами Дружківсько-Костянтинівської антикліналі, а також родовищами Микитівського рудного поля. Це найпротяжніша мінеральна зона, у стратиграфічному розрізі вона охоплює близько 1200-1300 м. Нижче кіноварної мінеральної зони розміщена антимонітова зона протяжністю за розрізом близько 400 м. Ця зона вміщує глибокі горизонти Софіївського родовища, а також Віровський рудопрояв. На горизонті 750 м Софіївського родовища в кварц-анкеритових прожилках з’являється тетраедрит. Проте найбільшого розвитку сульфосолі досягли на Єсаулівському срібло-поліметалевому родовищі в західній частині Нагольного кряжу, де зруденіння локалізоване у відкладах світи C_2^1 (F). Мінеральна асоціація складена сфалеритом, галенітом, бурнонітом, буланжеритом, рідше зустрічаються пірит, халькопірит, арсенопірит, тетраедрит, дикіт, донбасит.

Стратиграфічно нижче (верхня частина світи C_2^0 (E)) розташований Михайлівський золото-піритовий рудопрояв, де виявлені дорудні березити і рудосупроводжуючі кварц-донбасит-анкеритові метасоматити. Найбільш

поширений золотоносний пірит, зрідка зустрічаються сидерит, буланжерит, тетраедрит, бурноніт, кіновар, антимоніт. Згідно з [65] Михайлівський рудопрояв відповідає нижній частині сульфосольної зони, яка має загальну протяжність у колоні близько 400-500 м.





1 - алевроліти червоно-колірних товщ нижньої пермі і дронівської світи (P_2-T_1); 2 - аргіліти дронівської світи; 3 - пісковики і гравеліти дронівської світи; 4 - вапняково-доломітова товща нижньої пермі; 5 - пісковиково-алевролітово-аргілітова овща карбону; 6 - границя між зонами раннього і пізнього метагенезу; 7 - розривні порушення; 8 - ртутні і ртутно-сурм`яні рудні тіла; 9 - сульфідно-сульфосольні рудні тіла; 10 - золото-піритові рудні тіла; 11 - анкерит-кварцові жили і прожилки з антимонітом або золото-поліметалевою мінералізацією; 12 - тверді бітуми; 13 - реальгар; 14 - антимоніт; 15 - сульфосолі. *Назви родовищ:* 1 - Микитівське (рудне поле), 6 - Єсаулівське, 7 - Гостробугорське, 8 - Нагольчанське, 10 - Бобриківське, 11 - Костянтинівське. *Назви рудопроявів:* 2 - Віровський, 3 - Західно-Михайлівський, 4 - Михайлівський, 5 - Андріївський, 9 - Дяківський, 12 - Суровський, 13 - Новотроїцький.

Рис. 2.2.1. Ідеалізована рудна колона Головної антикліналі та Міусько-Бобриківського ланцюжка антикліналей [65].

Верхні частини Бобриківського і Гостробугорського золоторудних родовищ також належать до сульфосольної зони. Вертикальна зональність,

виявлена на родовищі Гострий Бугор, проявлена збільшенням з глибиною кількості арсенопіриту, появою піротину, герсдорфіту і тенантиту, зникненням тетраедриту і зменшенням вмісту Ge у піриті [65].

На Бобриківському родовищі сульфосольна зона простягається до глибини близько 250 м від сучасної поверхні, нижче сульфосолі зустрічаються спорадично. З глибиною збільшується кількість сидериту, халькопіриту, герсдорфіту, з'являється піротин [62].

Вивчення рудних жил у гірничих виробках і детальні мінералогічні дослідження засвідчили багатостадійність процесу мінералоутворення в Нагольному кряжі. З огляду на різні підходи визначення стадійності мінералоутворення на окремих проявах дослідники виділяють від двох до шести стадій. Проте на всіх проявах Нагольного кряжу чітко спостерігається послідовна зміна в часі щонайменше двох мінеральних асоціацій: ранньої пірит-арсенопіритової і поліметалевої (сфалерит-галенітової з халькопіритом і піритом).

Загальноприйнятою і найпоширенішою є схема стадійності мінералоутворення, запропонована Є.К. Лазаренком та ін. [64], згідно з якою у Нагольному кряжі гідротермальне зруденіння здійснювалось протягом чотирьох стадій рудного етапу. На передрудному етапі утворились метасоматити, складені кварцом, анкеритом, хлоритом, піритом, арсенопіритом з незначною кількістю апатиту і флоренситу. За даними І.П. Щербаня та ін. [102] склад цих метасоматитів відповідає лиственіт-березитам. До першої стадії рудного етапу Є.К. Лазаренко відносить утворення анкерит-кварцових жил з піритом і арсенопіритом, до складу яких входить тонкодисперсне золото [64]. Ці жили І.П. Щербань зі співавторами [102] розглядають як центральні частини метасоматичної зональності лиственітів-березитів. Утворення цих жил відбувалось за температури 250-400 °С і тиску понад 600-700 бар.

Згідно з [64] під час другої стадії рудного етапу утворились кварц-анкеритові прожилки або ж нарощувались ранні жили. Для них властиве

відкладення піриту, арсенопіриту, темно-бурого сфалериту, халькопіриту, галеніту, незначна кількість бляклої руди і бурноніту. Температура процесу змінювалась в інтервалі 200-350 °С.

Під час третьої стадії мінералоутворення утворились самостійні прожилки, або ж продукти цієї стадії розвинулись в одному із зальбандів ранніх кварцових і кварц-карбонатних жил, зрідка – в їхніх центральних тріщинуватих частинах. За температури 100-250 °С крім кварцу й анкериту з розчинів відклались пірит, сфалерит, халькопірит, галеніт, бляклі руди, бурноніт, буланжерит, самородне золото, мілерит, герсдорфіт і зігеніт [64].

Для четвертої стадії рудного етапу властиве утворення кварцу з антимонітом, кіноваррю, донбаситом (або кукеїтом), тарасовітом і ректоритом, зрідка зустрічається каолініт. Температура мінералоутворення 50-150 °С [64].

Вищеописана схема стадійності виділення мінералізації проявлена не на всіх родовищах і рудопроявах Нагольного кряжу. На Бобриківському родовищі проявлені продукти перших трьох стадій, а четверта практично відсутня [64, 101]. На Гостробугорському родовищі найбільш проявлена перша стадія, тоді як друга і третя слабко розвинуті, а четверта відсутня. На Єсаулівському родовищі слабко розвинуті продукти першої стадії, але добре проявлена мінералізація другої і головно третьої стадії. На Нагольно-Тарасівському родовищі слабко проявлена перша, добре виражена друга стадія, тоді як третя і четверта практично відсутні [26].

Провівши низку досліджень та базуючись на схемі стадійності мінералоутворення, запропонованій Є.К. Лазаренком та ін. [64], В.О. Шумлянський з групою дослідників [101] запропонував схему послідовності виділення мінеральних асоціацій на Бобриківському родовищі. Згідно з цією схемою перша мінеральна асоціація складена піритом, арсенопіритом, сфалеритом, халькопіритом, галенітом, кварцом, анкеритом і апатитом. Друга мінеральна асоціація представлена піритом, арсенопіритом, халькопіритом, тетраедритом, бурнонітом, самородним золотом, кварцом, сидеритом,

піротином (у рудах нижнього ярусу). Третя мінеральна асоціація включає галеніт, буланжерит, фрейбергіт, герсдорфіт, золото, кварц, сидерит, анкерит і виділена авторами вперше. Четверта мінеральна асоціація складена кварцом, анкеритом, кальцитом, донбаситом, дикітом та кіноваррю і слабко розвинена на родовищі.

2.2.2. Особливості золоторудної мінералізації

Золото-сульфідна мінералізація Бобриківського родовища локалізується в тектонічно ослаблених породах, яким властиве сполучення плікативних і диз'юнктивних субширотних і поперечних дислокацій. Породи вміщують численні сульфідні жили та прожилки і контролюють метасоматичні вкраплення золотоносних утворень піриту і арсенопіриту. Зруденіння на Бобриківському родовищі представлене жильним, жильно-прожилковим та прожилково-вкрапленим типами. На ділянці північно-західного простягання Бобриківського розлому знаходиться максимальна кількість рудних прожилків, які виповнюють суміжні тріщини і утворюють крупний розріджений штокверк. Згідно даних інтерпретації гравіметричного знімання, протяжність штокверка шириною до 750 м на глибину складає 1500 м [101]. Таким чином, у найскладніше побудованій ділянці мінералізованої зони зруденіння набуває штокверкового типу.

За даними [26, 62, 65] зруденіння на Бобриківському родовищі утворює два рудні яруси – верхній (від поверхні до глибини 270 м) і нижній (глибше 570 м), – які відповідають зонам постдіагенетичних змін. У верхньому ярусі прожилків у шість разів менше, ніж у нижньому і відмічена підвищена концентрація буланжериту, тетраедриту, бурноніту, а вміст золота становить в середньому 8 г/т [62, 101]. У нижньому ярусі, в інтервалі 600-1200 м, де вміст золота складає до 20 г/т, основними концентраторами золота є пірит і арсенопірит. Мінералізована зона Бобриківського родовища шириною 900 м простежується за простяганням на 2,5 км і на глибину 3 км [62].

Рудні прожилки виповнюють усі системи тріщин: (1) пов’язані зі складчастістю; (2) пов’язані з Бобриківським осьовим розломом; (3) пов’язані з субдовготними розривними порушеннями Єланчик-Ровеньківської зони розломів. При цьому ранні безрудні або піритовмісні анкерит-кварцові прожилки виповнюють тріщини систем (1) та (3), а для більш пізніх анкерит-кварцових прожилків з піритом, галенітом, сфалеритом, халькопіритом переважають субдовготні (3), а також напрямку (2) за підпорядкованого значення співскладчастих тріщин. Ще більш пізні прожилки, які окрім сульфідів містять тетраедрит (фрейбергіт) і герсдорфіт, виповнюють тріщини кліважу, а також тріщини відриву поблизу швів Бобриківського розлому [65].

Морфологія рудних тіл Бобриківського родовища надзвичайно мінлива. Тіла утворені системою прожилків субмеридіонального і північно-західного напрямків, які падають у напрямку до осьового розлому, і прожилків північно-східного простягання, які круто падають на північний захід і північний схід. Підпорядковане значення займають пошарові прожилки, а також пологі тріщини відриву у зоні цього розлому. Залежно від переважання будь-якого напрямку прожилків рудні тіла мають ізометричну або видовжену форму у північно-західному напрямку. Загалом, рудні поклади (штокверкоподібні тіла, стовпи) складені прожилками невеликої потужності (до 8-10 см) і вкрапленою рудною мінералізацією. Більш крупні жили (0,2-0,5 м) зустрічаються зрідка [26].

Вміст золота в рудних тілах Бобриківського родовища вкрай нерівномірний. Вкраплені руди містять мало золота. Вищі концентрації золота зафіксовані у кварц-карбонат-галеніт-сфалеритових жилах і прожилках, а найбільші – у кварц-карбонат-галеніт-сульфосольних прожилках, розвинутих в межах верхнього рудного ярусу і поблизу швів Бобриківського осьового розлому. Загалом, у рудах вміст золота складає 2-9 г/т (в окремих пробах 40-106 г/т), срібла до 320 г/т. Відношення Au:Ag у рудних тілах змінюється від 1:7 до 1:10 [65].

Золоторудна мінералізація на Бобриківському родовищі представлена самородним золотом (до 30% Ag) та електрумом (30-70% Ag) у вигляді дрібних вкраплеників та дротиків у інтенсивно тріщинуватих піритових та пірит-арсенопіритових агрегатах у асоціації з галенітом, сфалеритом та сульфосолями. Електрум зустрічається у вигляді складно побудованих агрегатів розміром до 0,5 мм. Високопробне золото формує облямівки навколо виділень електруму, губчасті агрегати у проростанні з галогенідами срібла [24, 36, 64].

2.3. Гідротермальні зміни вмісних порід

Вивченню метасоматичних перетворень вмісних порід Бобриківського родовища присвячена низка наукових праць [30, 47, 62, 91, 102].

Рудна зона Бобриківського родовища супроводжується ореолом метасоматично змінених порід, який на плані представлений смугою субширотного постягання, видовженою вздовж тектонічної зони Осьового розлому. Ореол змінених порід має складну форму без чітких меж, часто ділянки з різною інтенсивністю змін накладаються, маскуючи особливості їхньої будови. Навколорудні зміни порід у керні свердловин візуально не спостерігаються, відмінності відмічаються лише мікроскопічними дослідженнями [30]. Рудовміщуючі породи (в основному сланці) збагачені розсіяною органічною речовиною (близько 1 %, рідше до 9 %), халькофільними елементами, сульфідною сіркою, бором [21, 30, 47, 83]. Алеврито- і пісковиково-глинисті сланці складені кварцом (до 50-65 %), серицитом (~10-15 %), хлоритом (20-25 %), карбонатами (від 3-5 до 15-20 %). Акцесорні мінерали представлені магнетитом, ільменітом, турмаліном, рутилом, цирконом, апатитом, сфеном, лейкоксеном, монацитом [102]. Згідно даних Л.В. Копилової та ін. [47] вмісні породи зазнали постдіагенетичних змін від раннього катагенезу до метагенезу, які представлені іліт-серицит-хлоритовою фацією з реліктами уламкового біотиту (дозеленосланцева фація). На епігенетичні зміни порід накладені метасоматичні – серицитизація, сульфідизація, карбонатизація.

Серицитизація проявлена виділеннями серициту, який утворюється шляхом заміщення зерен плагіоклазу і хлориту. Одночасно спостерігається часткове заміщення пелітоморфного карбонату кристалічно-зернистим, перекристалізація мікроглобулярних зерен і утворення кубічних кристалів піриту, а також перерозподіл і відокремлення органічної речовини. Сульфідизація вміщуючих порід проявлена у вигляді метасоматичної вкрапленості піриту й арсенопіриту. Гідротермально-метасоматичний пірит утворює пошарову вкрапленість у вигляді ореолів поблизу прожилків і жил шириною від кількох сантиметрів до 0,5-1,5 м. Характерні кубічні й пентагондодекаедричні кристали розміром до 3-5 мм, зрідка до 1 см. Метакристали арсенопіриту – ідіоморфні призматичні і ромбоедричні утворення розміром від 0,1-1,0 мм до 2-3 см утворюють розсіяну вкрапленість, гніздові агрегати, пошарові скупчення лінзоподібної форми. Карбонати представлені сидеритом, пістомезитом, анкеритом, які утворюють порфіробластові виділення у вигляді ізометричних зерен, мікрозернистих або пелітоморфних агрегатів розміром до 0,6-1,2 мм, переважно ідіоморфних кристалів ромбоедричної форми.

У низці публікацій [58, 64, 47, 101] відмічено особливість метасоматичної зміни вміщуючих порід на Бобриківському родовищі, яка полягає у розвитку рідкісноземельної мінералізації у вигляді фосфатів. І.П. Щербань та ін. [102], провівши детальне петрографічне вивчення аргілітів на контактах з кварц-карбонат-сульфідними прожилками, встановили, що у них порівняно з незміненими аргілітами зростає кількість серициту і хлориту. За даними хімічних аналізів, у навколорудні аргіліти привносяться K, S, As, Fe, виносяться – Na, Ca, Mg, зменшується кількість хімічно зв’язаної води. Базуючись на вищенаведених результатах І.П Щербань зі співавторами відніс навколорудні зміни порід на Бобриківському родовищі до формації березитів-ліствeнітів, а з врахуванням підвищеного вмісту іліту – до найбільш низькотемпературної фації, перехідної до аргілізитів. Автори інших опублікованих наукових праць,

присвячених дослідженню Бобриківського родовища [25, 101], також схильні відносити навколорудні метасоматити до формації березитів-ліствeнітів.

2.4. Параметри гідротермальної системи та рудоутворювального флюїду

2.4.1. Термобарометрія мінералоутворювальних розчинів

Перші визначення температур гомогенізації газово-рідинних включень у кварці, анкериті й сфалериті з Нагольного кряжу здійснив М.П. Єрмаков у 1950 році [64]. Згідно його даних, температура кристалізації кварцу, відібраного на Нижньо-Нагольчанському і Єсаулівському родовищах, змінювалась у межах 130-140 °С, анкериту – 110-150 °С, а сфалериту складала 165 °С. За дещо вищих значень температури (близько 189-201 °С) утворився кварц у асоціації з анкеритом на Нагально-Тарасівському родовищі. Згідно даних В.А. Калюжного і Л.І. Колтуна [43], температура утворення кварцу в асоціації з буланжеритом на родовищах Нагольного кряжу склала 115-128 °С. Виходячи з температури гомогенізації включень і вмісту в них вуглекислоти, значення тиску флюїду на початковій стадії гідротермального процесу складали близько 60-70 МПа.

Важливого висновку дійшли Ю.О. Кузнєцов та ін. [55], дослідивши включення в мінералах жил Бобриківського родовища. В інтервалі 590,0-3371,0 м свердловини 1-Б помітного зменшення температур гомогенізації не виявлено, незважаючи на значні коливання значень. Відсутність закономірного зростання температур формування мінералів з глибиною автори пояснюють рівномірним прогріванням вмісної осадової товщі у період мінералоутворення, а локальні коливання температур мінералоутворення – впливом місцевих факторів, головно активного тектонічного режиму, який спричинив привідкривання системи з різким падінням тиску і температури.

Згідно результатів дослідження флюїдних включень, наведених у [64], на Бобриківському родовищі встановлено три типи включень: 1. Двофазові, іноді трифазові з витриманим співвідношенням фаз. Часткова гомогенізація

включень відбувається за температури 18-20 °С, іноді 5-8 °С, а повна, яка спостерігається у включеннях з вмістом водного розчину близько 50 %, – за температури 300-350 °С. 2. Трифазові включення зі змінним співвідношенням водного розчину, рідкої вуглекислоти й газу. Кількість рідкої вуглекислоти змінюється в широких межах від 7-10 до 90-97 %. Температура часткової гомогенізації складає 13-23 °С, а початок виділення вільної вуглекислоти відбувається за температури 160-180 °С і тиску 60-70 МПа. 3. Трифазові, іноді двохфазові, рідкі включення складені на 75-80 % водним розчином. Температура гомогенізації змінюється в широких межах – 115-270 °С.

Згідно з [16], на Бобриківському родовищі найвищі значення р-Т параметрів рудоутворення зафіксовані за первинними включеннями у сфалериті (350-360 °С, 170 МПа). Мінімальні значення температури утворення сфалериту, встановлені за ранньовторинними включеннями, склали 250-280 °С.

На Бобриківському родовищі температура гомогенізації первинних газово-рідинних включень у молочно-білому кварці, сингенному з жильним арсенопіритом, становить 271-403 °С. Газово-рідинні включення у регенераційному кварцовому цементі пісковика зі світи C_2^0, звідки відібрані метакристали арсенопіриту, гомогенізуються за температур 290-375 °С. Значення тиску протягом кристалізації двох генерацій арсенопіриту складають інтервал 50-150 МПа [61].

За даними [60], максимальні температури гомогенізації, зареєстровані в первинних водно-вуглекислотних включеннях у сидериті Бобриківського родовища, склали 271-300 °С. Температура часткової гомогенізації у цих включеннях 23-24 °С, що відповідає густині рідкої CO_2 0,731-0,717 г/см^3. Тиск, визначений за густиною вуглекислоти, склав 100-125 МПа.

Дослідження флюїдних включень у мінералах верхнього і нижнього рудних ярусів і безрудної зони на Бобриківському родовищі, виконані В.О. Шумлянським та ін. [101], зафіксували параметри флюїду, схожі до вищенаведених. Формування мінералів на нижньому рудному ярусі відбувалось

за вищих температур, порівняно з верхнім ярусом. Максимальна температура в межах верхнього рудного ярусу склала 340 °С, нижнього – 360 °С. Автори публікації прийшли до висновку, що рудоутворення на родовищі відбувалось на фоні зниження температури й тиску за неодноразових проявів процесів гетерогенізації й дегазації вуглекислотно-водних флюїдів, головно під час утворення мінералів золотоносних асоціацій (170-280 °С).

За даними [40] процес рудовідкладення на Бобриківському родовищі розпочався за температур 325-350 °С і тисків понад 200-230 МПа (пірит-арсенопіритова стадія). Завершилось рудовідкладення за температури 170-180 °С і тиску 66-82 МПа (поліметалева стадія). Разом з тим, встановлено неодноразовий прояв процесів кипіння і дегазації вуглекислотно-водних мінералотвірних флюїдів у інтервалі температур 170-260 °С. Виявлено наявність у флюїдах азоту, концентрація якого зростала на пізніх стадіях мінералоутворення.

2.4.2. Хімічний склад мінералоутворюючого розчину

Основні результати дослідження хімічного складу включень у мінералах Бобриківського родовища наведені у працях [40, 55, 101, 102].

Ю.О. Кузнєцов та ін. [55], проаналізувавши водні витяжки з кварцу Бобриківського родовища, встановили, що головну роль у аніонній частині відігравали гідрокарбонат (HCO_3^-), сульфат-іон (SO_4^{2-}) і хлор (Cl^-). Із катіонів домінували Na^+ і K^+, дещо менше – Li^+, Ca^{2+}, Al^{3+}, Fe^+, Mg^{2+}. Визначення показників концентрації іонів гідрогену засвідчило близьку до нейтральної (pH = 6,95-7,15) або слабколужну (pH = 7,15-8,0) реакцію розчинів водних витяжок.

Аналогічні результати досліджень водних витяжок з газово-рідинних включень у мінералах Нагольного кряжу (у тому числі й Бобриківського родовища) отримані І.П. Щербанем та ін. [102]. Автори також встановили, що зі зниженням температури у розчині відбувається поступове зменшення вмісту калію і збільшення кальцію на фоні різкого зростання загальної мінералізації розчину.

Найбільш вагомі результати дослідження хімічного складу включень в кварці з жил Бобриківського родовища наведені І.М. Зінчуком [40]. За даними п'яти водних витяжок встановлено, що загальна мінералізація розчинів не перевищувала 73 мг солей на 1 кг кварцу. В аніонній частині різко переважає Cl^-, менше – HCO_3^-, підпорядковане значення має сульфат-іон, який уособлює всі форми знаходження сірки у розчинах. У незначній кількості знаходиться фтор (до 1 %). У катіонній частині витяжок переважає Na^+ (89-97 %), решту складають Ca^{2+}, K^+ і Mg^{2+}, pH водних витяжок – 7,0-8,3. Сумарна концентрація солей у розчинах Бобриківського родовища знаходиться в інтервалі 7,6-13,1 мас. % NaCl-екв.

Перші дані про склад газової фази включень у мінералах Нагольного кряжу отримані методом хімічного волюмометричного аналізу Ю.О. Кузнєцовим та ін. [55]. Згідно їхніх результатів, CO_2 складає 10-79,5 % об'єму газу. Разом з рідкими газами N_2 у більшості займає більше половини об'єму газового пухирця. Сума газів H_2S, SO_2, NH_3, HCl і HF не перевищує 23 %, H_2 і CO не відмічені. Кисень встановили у 30 % досліджених включень, його вміст склав 10-30 % газової фази. На думку І.М Зінчука та ін. [39], поява кисню у складі газів зумовлена недоліками проведеного аналітичного методу.

Дослідивши склад газів у газово-рідинних включеннях різних мінеральних асоціацій, В.О. Шумлянський та ін. [101] встановили закономірне зменшення вмісту CO_2 при збільшенні N_2 на фоні загальної дегазації флюїдів. Ця закономірність виявлена за включеннями у кварці, сидериті й сульфідах. Крім того у розчинах включень у сульфідах спостерігаються різке збільшення над фоном вмісту CH_4 та максимальні значення концентрації сірководню (до 13 %), який практично відсутній у нерудних мінералах.

І.М Зінчуком наведено порівняння складу газових компонентів включень у різновікових мінералах Бобриківського родовища (кварц, сидерит, анкерит) [40]. Дослідження засвідчили тенденцію до зменшення з перебігом часу вмісту CO_2 при зростанні вмісту N_2 і стабільно низькому (0-3,5 мол. %) вмісті CH_4.

Разом з тим, для газової фази включень у сульфідах (сфалерит, галеніт, пірит, арсенопірит) властивий аномально високий вміст CH_4 (10-23 %). Виходячи з того, що такі значення властиві для газової фази включень у мінералах вмісної осадової товщі карбону, автор припускає осадження сульфідів внаслідок змішування глибинних вуглекислотно-водних флюїдів з метаноносними розчинами осадової товщі.

2.4.3. Дані досліджень ізотопного складу

Згідно з [65], $\delta^{34}S$ піриту Бобриківського родовища змінюється від -2,6 до -16,9 ‰. Низькі значення $\delta^{34}S$ властиві також для галеніту (-5,4 і -6,2 ‰), виділення якого перетинають раніше утворені пірит-арсенопіритові агрегати [101]. Найважча сірка на родовищі властива арсенопіриту та сфалериту (-0,8 та -0,4 ‰ відповідно). На основі вищенаведених даних В.М. Загнітко та О.В. Ємець [37] інтерпретували сульфідоутворення в рудних тілах Бобриківського родовища як ендогенне, з суттєвим впливом легкої сірки піриту, утвореного на стадії раннього діагенезу внаслідок біогенної сульфат-редукції.

Перші достовірні дані результатів дослідження ізотопного складу вуглецю у карбонатах Бобриківського родовища приведені у [21]. Середні значення $\delta^{13}C$ антраксоліту, сидериту і вуглисто-глинистого сланцю склали -23,8, -9,5 і -11,0 ‰ відповідно. Автори статті висунули припущення, що полегшення вуглецю антраксоліту відбулось внаслідок диференціації ізотопів у процесі еволюції органічної речовини, що властиво для вмісних порід. На основі приведених даних запропонована гіпотеза метаморфогенного походження Бобриківського родовища [21].

Значна кількість визначень $\delta^{13}C$ сидериту й анкериту з верхнього рудного ярусу Бобриківського родовища, утворених за температури 200-340 °С, здійснена І.М. Зінчуком та ін. [39]. Середні значення $\delta^{13}C$ сидериту й анкериту склали -8,4 і -8,1 ‰ відповідно. На основі цих даних автори зробили висновок про глибинне походження карбонатів гідротермальних жил.

В.О. Шумлянський та ін. [101] навели розраховані дані $\delta^{13}C$ сидериту й анкериту з прожилків нижнього рудного ярусу від -5,0 до -6,6 ‰, які також інтерпретували на користь глибинного джерела вуглецю рудоутворюючих розчинів.

Розрахунок ізотопного складу кисню мінералотвірних розчинів Донбасу, на основі ізотопного складу кисню гідротермальних карбонатів і кварцу та температури їхнього утворення, приведений у [50]. Зроблено висновок про домінуючу роль у складі “материнських” розчинів води матаморфогенного походження і підпорядковане значення ювенільної складової. Проте у даній праці для поліметалевих родовищ Нагольного кряжу наведені суперечливі дані. Якщо при дослідженні карбонатів розрахований склад кисню води становить від -0,6 до +3,0 ‰, що відповідає запропонованій гіпотезі, то при дослідженні кварцу діапазон розрахованих значень ($\delta^{18}O$ від -5,8 до -1,5 ‰) засвідчив провідне значення у складі розчинів води метеорного походження [50]. Оскільки на результати розрахунку ізотопного складу кисню суттєво вплинуло дослідження пострудного низькотемпературного кварцу (115-135 °С), результати досліджень, наведені у даній праці, слід використовувати з застереженням.

За даними В.О. Шумлянського та ін. [101], ізотопний склад кисню рудоутворюючих розчинів, розрахований за $\delta^{18}O$ кварцу і карбонатів з врахуванням температури утворення, характеризується полегшенням у міру зниження температури розчинів. Опубліковані наступні дані ізотопного складу кисню: $\delta^{18}O$ розчину, з якого утворились кварц (330-345 °С) і сидерит (294-300 °С) – від +8,3 до 6,9 і +5,8 до 4,5 ‰ відповідно; $\delta^{18}O$ анкериту (240 °С) і кварцу (180 °С) з поліметалевої асоціації – від +4,5 до 1,9 ‰ відповідно. На основі приведених даних автори зробили висновок про еволюцію рудоутворення на Бобриківському родовищі, яка полягає у зміні джерела розчинів від магматичного до змішаного (магматичні і метеорні води).

За даними [65, 101], $\delta^{18}O$ та δD флюїдних включень кварцу, сфалериту та піриту змінюються у межах -2,2 ÷-11,8 та -11,4 ÷-12 ‰ відповідно. Приведені вище дані В.М. Загнітко та О.В. Ємець [37] інтерпретували на користь ендогенного джерела рудоутворюючих флюїдів Бобриківського родовища за суттєвої участі метеорних вод, які могли змішуватися з ендогенними, проникаючи крізь пласти пісковиків з поверхні на значні глибини.

Розділ 3. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Дисертаційна робота головно спрямована на вивчення мінералогічних особливостей і онтогенезу мінеральних агрегатів кварц-карбонат-сульфідних жил та вкрапленої мінералізації Бобриківського родовища. Головна увага зосереджена на мінералогічних дослідженнях, які полягали у з'ясуванні послідовності утворення мінералів та особливостей їхнього хімічного складу, вивченні внутрішньої будови індивідів рудних і нерудних мінералів. Окремо досліджено особливості постдіагенетичних перетворень глинистих порід теригенної товщі в межах Бобриківського родовища. Методика і види дослідницьких робіт визначені, враховуючи ступінь вивченості об'єкту.

3.1. Відбір проб

У ході досліджень опрацьовано близько 460 проб кам'яного матеріалу у вигляді керну і близько 800 полірованих шліфів з 7 свердловин (2Т, 634, 644, 689, 730, 731, 734), основну частину з яких люб'язно надав старший науковий співробітник геологічного факультету ЛНУ ім. І. Франка О.Р. Литвинович. З них мікрозондовим аналізом досліджено близько 70 полірованих шліфів, для методу зафарбовування карбонатів відібрано 20 пришліфовок керну. Близько 20 проб кам'яного матеріалу у вигляді керну (свердловина 765) відібрано на керносховищі Бобриківського родовища під час польових досліджень у 2006 році. З них виготовлено 7 аншліфів для мікрозондового аналізу і 7 проб пелітової фракції для рентгенометричного аналізу. Для порівняння мінерального складу досліджено 19 полірованих шліфів з родовища Сухий Лог.

3.2. Мінералогічні дослідження

Основними методами досліджень обрано оптичну мікроскопію у відбитому світлі і растрову електронну мікроскопію. Рудний мікроскоп *ПОЛАМ Р*-311 використано для дослідження просторово-часових

співвідношень сульфідів у полірованих шліфах (415 проб). ***Електронно-мікроскопічні дослідження*** (70 проб) виконані на скануючому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі *РЕММА*-102-02 у Науково-технічному і навчальному центрі низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка (аналітик Серкіз Р.Я.).

Просторово-часові співвідношення карбонатів з іншими нерудними мінералами у кварц-карбонат-сульфідних жильних агрегатах вивчені макроскопічно у керновому матеріалі свердловин 2Т, 634, 644, 689, 731. У десяти зразках керну свердловини 644, відібраних в інтервалі глибин 495,0-1026,0 м, для швидкої діагностики і встановлення співвідношення сидерит/анкерит/кварц застосовано ***метод зафарбовування карбонатів***, описаний в [147]. Метод фарбування карбонатів полягав у появі забарвленої плівки на обробленій відповідним реагентом поверхні мінералу. Для цього використано комбінований реактив, складений з 250 мл 2% хлористоводневої кислоти (2 мл концентрованої HCl зі 100 мл води), у який додано по 2 г алізарину червоного $C_{14}H_7NaO_7S$ (алізарин-кармін) і калію залізосинеродистого $K_3[Fe(CN)_6]$ (червона кров'яна сіль, ферицианід калію). Реагент наносили на поверхню керну на період від 30 с до 1 хв, після чого змивали водою. Комбінований реактив готували безпосередньо перед роботою, оскільки він недостатньо стійкий і погіршується з часом. За кольором плівки, яка утворилась на обробленій реагентом поверхні, діагностовано сидерит (не забарвлюється) і анкерит (блакитний, бірюзовий).

Встановлення просторово-часових співвідношень з іншими нерудними мінералами жил, виявлення ростової зональності та інших відмінностей анатомії індивідів різних генерацій кварцу, непомітних під оптичним мікроскопом, здійснено ***катодолюмінесцентним імідж-аналіом*** (*SEM CL*) на електронному скануючому мікроскопі-мікроаналізаторі *РЕММА*-102-02 (аналітик Серкіз Р.Я.). Для цього сім зразків у вигляді полірованих шліфів (св. 634, 644, 730, 731) напилювали графітом для запобігання накопичення

електричного заряду під час дослідження. Швидкість сканування променю 20 с з роздільною здатністю 1024×768 пікселів, 256 відтінків сірого. Напруга електронного променю 20 кВ.

Виявлення особливостей анатомії індивідів піриту і арсенопіриту здійснено ***методом структурного травлення*** (30 проб). Для вивчення арсенопіриту використано комбінований реактив 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 *Corel PHOTO-PAINT* 11. Оконтурювання і вимірювання площ об'єктів у метакристалах піриту та вмісній породі виконано за допомогою комп'ютерної програми *ImageJ*.

Для встановлення магнітної неоднорідності піротину і співвідношення гексагональної і моноклінної модифікацій піротину застосовано ***метод магнітної порошкографії*** (15 проб). Для цього на поліровану поверхню шліфів з піротиновою мінералізацією наносили краплю колоїдної суспензії магнетиту у мильному розчині. Краплю роздавлювали покривним склом і процес осадження магнітного порошку спостерігали під поляризаційним мікроскопом *ПОЛАМ Р*-311. Концентрація мила у розчині підібрана дослідним шляхом, щоб осадження порошку на піротині відбувалось протягом 30-50 секунд. Після закінчення часу осадження магнітного порошку залишки мильної суспензії змивались водою, а поверхня зразка просушувалась фільтрувальним папером.

При дослідженні розподілу виділень самородного золота у кварц-карбонат-сульфідному агрегаті головну роль надано онтогенічному методу мінералогії, який у випадку дослідження мінеральних агрегатів оперує статистичними даними. Статистично вивчено такі характеристики золота як позиція в мінеральному агрегаті, розмір виділень та хімічний склад. Позицію

виділень самородного золота у кварц-карбонат-сульфідному агрегаті фіксовано під мікроскопом *ПОЛАМ Р*-311 у тридцяти полірованих шліфах, виготовлених з кернового матеріалу свердловин 2Т, 634, 644, 689, 730, 731, 734. Відмічено позицію близько ста п'ятдесяти виділень самородного золота. Для точного визначення розміру кожне виділення золота сфотографували. За допомогою програми *ImageJ* здійснено комп'ютерну обробку цифрових зображень і визначено площу виділень золота. Виходячи з переважно заокруглених форм зерен золота, визначені площі прирівняно до площі круга і вирахувано розмір виділень.

Хімічний склад мінералів встановлено ***мікрозондовим рентгеноспектральним аналізом*** (432 точки аналізу) на мікроскопі-мікроаналізаторі *РЕММА*-102-02 у Науково-технічному та навчальному центрі низькотемпературних досліджень ЛНУ імені Івана Франка (аналітик Р.Я. Серкіз).

Рентгеноструктурний наліз глинистих мінералів (7 проб) здійснено на дифрактометрі *ДРОН*-3 у Міжкафедральній лабораторії рентгеноструктурного аналізу геологічного факультету Львівського національного університету (ЛНУ) імені Івана Франка (аналітик А.М. Дворянський). Відібрано зразки порід різного літологічного складу з кернового матеріалу свердловини 765 (флангова частина родовища) в інтервалі глибини 51,3-195,6 м. Оцінка ступеня епігенетичних перетворень вмісних порід здійснена за розрахованим індексом кристалічності іліту або індексом Кьоблера (*IK*), який базується на впорядкованості структури іліту і визначається на дифрактограмах за шириною піку (001) іліту у ділянці ½ його висоти [211]. Зростання впорядкованості структури іліту зі збільшенням епігенетичних перетворень вмісних порід теригенного складу призводить до зменшення ширини піку (001) на дифрактограмах.

Розділ 4. ТИПОМОРФІЗМ МІНЕРАЛІВ, ОНТОГЕНЕЗ МІНЕРАЛЬНИХ АГРЕГАТІВ, СТАДІЙНІСТЬ МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ БОБРИКІВСЬКОГО РОДОВИЩА

У четвертому розділі розглянуто особливості мінерального складу руд Бобриківського родовища. Перша частина розділу висвітлює еволюцію мінерального складу вмісних порід Бобриківського родовища під час постдіагенетичних перетворень, які охоплюють процеси від катагенезу до метагенезу (низькотемпературний метаморфізм). У другій частині розділу розглянуто особливості мінерального складу жильних утворень з розділенням на пірит-арсенопіритові, карбонатні, кварц-сульфідні, халькопірит-бляклорудно-герсдорфітові жильні мінеральні агрегати. У третьому підрозділі показані результати дослідження еволюції мінерального складу метасоматичних перетворень вмісних порід під час процесу мінералотворення на Бобриківському родовищі. Підсумком трьох підрозділів є запропонована у четвертому підрозділі послідовність виділення мінеральних парагенетичних асоціацій і створення схеми стадійності гідротермального мінералотворення на Бобриківському родовищі.

Речовинний склад руд Нагольного кряжу, включаючи Бобриківське родовище, у різний час і з різним ступенем детальності вивчався Є.К. Лазаренком та ін. [63, 64], Ю.О. Кузнєцовим та ін. [54, 55, 56, 57, 58], С.А. Галієм та ін. [16, 17, 18, 19, 20, 21], М.В. Курилом та ін. [59, 60, 61, 62], групою вчених під керівництвом В.О. Шумлянського [34, 65, 101], співробітниками СхідДРГП [24], О.В. Ємцем та ін. [35, 36], в результаті чого в межах Нагольного кряжу встановлено понад 70 мінералів, з яких 40 мають гіпогенне походження.

Критичний аналіз опублікованих матеріалів та нових даних, отриманих під час мінералогічних досліджень, дають змогу стверджувати, що у складі гідротермально-метасоматичних утворень на Бобриківському родовищі беруть участь п’ять типів мінералів: а) мінерали, утворені під час ката-, метагенетичних перетворень осадової товщі на матаморфогенному етапі (пірит, арсенопірит, сидерит, іліт, мусковіт-фенгіт, фосфати, хлорит); б) мінерали порід, які зберігають стійкість при метасоматичному перетворенні вмісних порід (акцесорні мінерали – циркон, рутил); в) реліктові, не повністю заміщені мінерали, які, хоча й нестійкі при метасоматозі, але в силу різних причин, сприяють незавершеності метасоматичних реакцій, збереглись у метасоматично перетворених породах (кварц, органічна речовина); г) мінерали жил і прожилків, утворені після метаморфізації теригенної товщі осадових порід (сфалерит, галеніт, піротин, халькопірит, блякла руда, самородне золото, бурноніт, магнетит, герсдорфіт, анкерит).

4.1. Мінеральний склад вмісних порід Бобриківського родовища

Вмісні породи Бобриківського родовища представлені теригенно-осадовою товщею, складеною відкладами кальміуської та амвросіївської світ (C_1^4-C_2^0). Монотонній теригенно-осадовій товщі властиве часте перешарування глинистих, вуглисто-, алеврито- і пісковиково-глинистих сланців з другорядними прошарками пісковиків і поодинокими та малопотужними (не більше 10 см) карбонатними прошарками.

Текстура глинистих осадових порід Бобриківського родовища 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. 4.1.1).

Рентгенометричним аналізом пелітової фракції встановлено мінеральний склад порід теригенно-осадової товщі Бобриківського родовища. Головні

породотвірні мінерали представлені кварцом, ілітом та польовим шпатом (малопоширений), відсутні смектит та змішаношаруваті мінерали. Електронно-мікроскопічні дослідження виявили наявність у вмісних породах виділень органічної речовини, рутилу і циркону, порфіробластів піриту, арсенопіриту, сидериту, анкериту, апатиту, монациту, флоренситу і ксенотиму, лусок слюди (іліту і мусковіт-фенгіту) і хлориту.

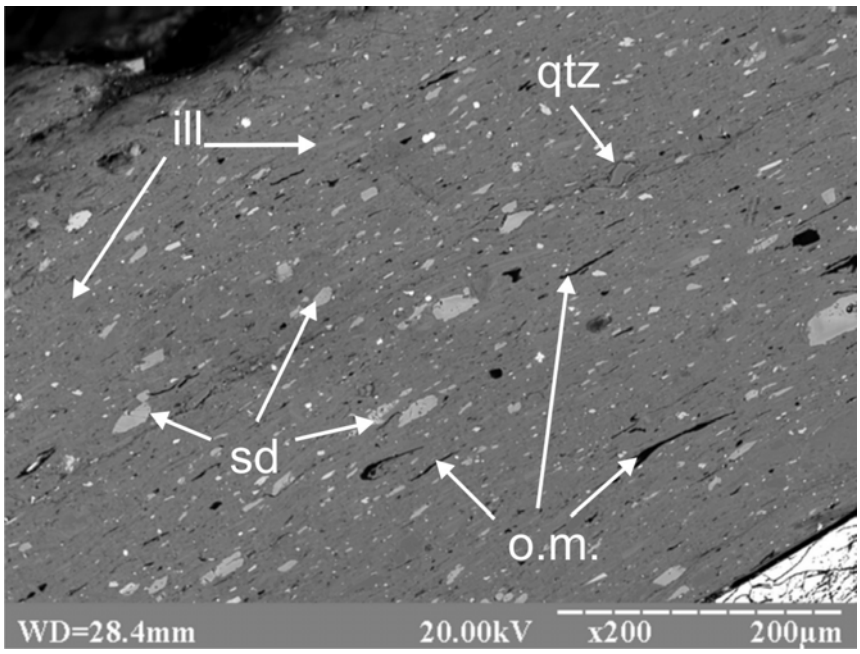


Рис. 4.1.1 Сланцювата текстура вмісної породи Бобриківського родовища, підкреслена паралельно орієнтованими виділеннями іліту (ill), кварцу (qtz), органічної речовини (o.m.) і сидериту (sd) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 644, гл. 116,0 м).

4.1.1. Первинний мінеральний склад теригенних порід

Існує небагато відомостей про первинний мінеральний склад вмісних порід у межах Нагольного кряжу. Спостереження ряду вчених [47, 63, 66, 102] вказують на те, що рудовмісні породи Нагольного кряжу, в тому числі й Бобриківського родовища, у догідротермальний період зазнали поступового й доволі інтенсивного впливу низки епігенетичних процесів, які спричинили ущільнення порід, що супроводжувалось формуванням хлориту, серициту і

карбонатів з одночасним вибірковим розчиненням, перекристалізацією або регенерацією зерен уламкового матеріалу субстрату. На ці значно перетворені породи наклався гідротермальний процес.

Порівнявши мінеральний склад вмісних порід з рудної зони і флангів Бобриківського родовища та аналогічних за літологічним складом і ступенем метаморфізму порід з-за меж Нагольного кряжу, Л.В. Копилова та ін., І.П. Щербань та ін. [47, 102] прийшли до висновку, що первинний мінеральний склад вмісних порід обмежувався кварцом, сидеритом, польовим шпатом, хлоритом і змішаношаруватими силікатами (смектитами).

Рентгенометричним аналізом пелітової фракції порід різного літологічного складу Бобриківського родовища, взятих з кернового матеріалу свердловини 765 в інтервалі глибин 51,3-195,6 м, встановлено мінеральний склад порід. На дифрактограмах у порядку зменшення інтенсивності присутні піки мусковіту (3,32 Å, 10 Å, 2,57 Å), кварцу (3,342 Å, 4,257 Å, 1,8179 Å), іліту (4,43 Å, 2,56 Å, 3,66 Å), сидериту (2,79 Å, 1,734 Å, 3,59 Å), мікрокліну (3,292 Å, 3,241 Å, 4,225 Å) (рис. 4.1.2) і відсутні піки мінералів групи смектиту. Таким чином, мінеральний склад досліджених порід не відповідає первинному, а відображає вплив постдіагенетичних процесів.

4.1.2. Катагенетичні та метаморфічні перетворення вмісних порід

Ґрунтовні дослідження ката-, метагенетичних перетворень вмісних порід у межах Головної антикліналі Донбасу висвітлені у праці В.О. Шумлянського та ін. [65]. Автори дійшли висновку, що головні процеси ката- і метагенезу у Донбасі відбулися на етапі інверсії, що наближає їх до орогенного катагенезу. Проте, незважаючи на вагомі результати приведені у зазначеній праці, частина досліджень, присвячених мінералогічному аспекту, є недостатньою.

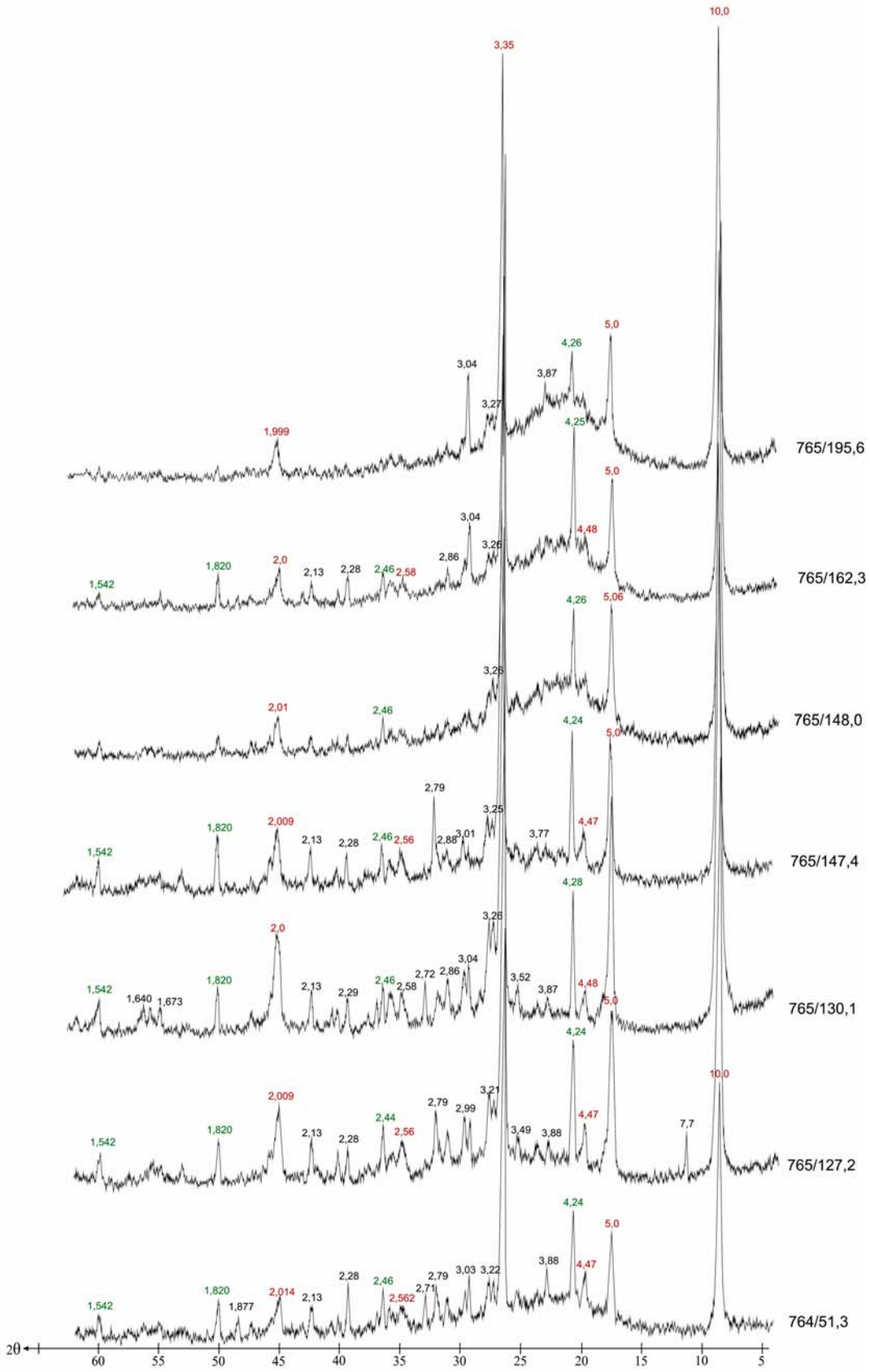


Рис. 4.1.2. Дифрактограми пелітової фракції з вмісних порід у фланговій частині Бобриківського родовища (свердловина 765).

Стадію, яка відповідає проміжній зоні між катагенетичними і регіонально-метаморфізованими змінами порід, називають по-різному: метагенезом, апокатагенезом, анхіметаморфізмом, низькотемпературним метаморфізмом [77, 169, 211]. Процеси даної стадії значно відрізняються від катагенетичних. Тут ущільнення порід практично досягає верхньої межі, система взаємопов'язаних пор зникає і починаються хімічні реакції між мінеральними частинками у твердому стані, активізується дифузія іонів до границь цих частинок. На стадії метагенезу переважають процеси перекристалізації речовини і з'являються перші ознаки сланцюватих вторинних текстур [180].

У глинистих осадових породах при перетворенні від аргіліту до глинистого сланцю під час низькотемпературного метаморфізму активізуються процеси мінеральних трансформацій шаруватих силікатів, які полягають у перетворенні диоктаедричних глинистих мінералів у ряді смектит → змішаношаруватий мінерал (I/S) → іліт → мусковіт [169]. Цей перехід супроводжується зростанням впорядкованості структури іліту, що в свою чергу призводить до зменшення ширини піку d(001) іліту на дифрактограмах. Сучасні дослідження впливу низькотемпературного метаморфізму на глинисті осадові породи невідривно пов'язані з визначенням індексу кристалічності іліту або індексу Кьоблера (ІК), який є прямим індикатором впорядкованості структури іліту і дає змогу достовірно встановити ступінь постдіагенетичних змін [169, 211]. Індекс Кьоблера розраховується за шириною піку d(001) у ділянці ½ його висоти.

За індексом кристалічності іліту у межах класифікації перетворень теригенних осадових порід в інтервалі діагенез-низькотемпературний метаморфізму виділяють три зони: діагенезу, анхіметаморфізму і епіметаморфізму (табл. 4.1). Значення ІК понад 0,42°Δ 2Θ 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 індексу Кьоблера 0,25-0,42° Δ2Θ відмежовує діагенез і епізону. Верхня межа анхізони (0,42°Δ 2Θ) співпадає з нижньою межею існування рідких вуглеводнів і переходом дикіту в пірофіліт. Нижня межа анхізони (0,25°Δ 2Θ) відповідає мінімальному вмісту смектитових шарів у іліті і характеризується появою мінералів зеленосланцевої фації метаморфізму [169].

Таблиця 4.1.

Класифікація перетворень теригенних осадових порід в інтервалі діагенез-низькотемпературний метаморфізм (модифіковано за [169])

Метапелітова зона Глибина, км	Температура, °С	Індекс Кьоблера, Δ°2Θ	% іітового компоненту в змішошаруватому мінералі типу іліт-смектит (I/S)	Товщина іітового компоненту в структурі I/S, Å	Іліт-мусковітовий політип	Тип пелітової породи	Характеристика мікростуктури	Фація метаморфізму	Флюїдна зона	Стадія перетворення пелітової породи	Показник відбиття вітриніту Rr %
Зона раннього діагенезу										діагенез	
3,5-4	~100	~1,00	60-80		$1M_d$ (1M?)	глинистий сланець		цеолітова	ННС		0,50
Зона пізнього діагенезу							сланцюватість паралельна до нашарування (S_0)			катагенез	1,35
6,5-8	~200	0,42	~90	200							2,0
Верхня анхізона					$2M_1$ (3T)	алевроліт, аргіліт		преніт-пумпеліїтова	CH_4	метагенез	
		0,30	95	400							3,0
Нижня анхізона							кліваж (S_1)				
10-12	~300	0,25	>99	500							4,0
Епізона					$2M_1$ (3T)	сланець (філіт)	(S_{1+})	зеленосланцева	H_2O		

З метою встановлення ступеня постдіагенетичних змін глинистих осадових порід Бобриківського родовища розраховано індекс Кьоблера і встановлено варіації хімічного складу слюди за допомогою мікрозондового аналізу.

Значення індексу Кьоблера, розраховані для вмісних порід з флангової частини Бобриківського родовища, склали інтервал 0,28-0,45°Δ 2Θ, що відповідає зоні анхіметаморфізму і нижній частині зони діагенезу (див. табл. 4.1). Отже, глиниста складова осадової товщі в межах Бобриківського родовища на метаморфогенному етапі, мабуть, під впливом глибинного

магматичного джерела зазнала перекристалізації і метаморфізації рівнозначних преніт-пумпеліїтової фації метаморфізму.

Трансформація глинистих мінералів у слюду найперше супроводжується варіаціями хімічного складу слюди. Неоднорідний хімічний склад слюди з вмісних порід Бобриківського родовища підтверджено результатами мікрозондового аналізу (табл. 4.2).

Таблиця 4.2.

Хімічний склад слюди з вмісних порід Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	K_2O	Na_2O	Сума
634-100-1	50,31	0,89	32,02	1,97	3,07	0	0,05	10,27	1,42	100
634-100-2	50,92	0,56	36,59	0,44	1,77	0,00	0,34	7,68	1,72	100,02
634-100-8	60,38	0,17	32,71	3,13	2,05	0,31	0,17	8,53	1,98	109,43
634-100-9	68,69	0,00	32,4	1,2	2,06	0,00	0,28	7,28	1,41	113,32
689-564-15	28,8	0,00	16,85	3,43	0,9	0,00	0,00	11,93	0,00	61,91
689-682-8	49,3	0,63	42,29	1,07	1,91	0,00	0,64	10,71	1,09	107,64
689-682-9	47,79	0,03	40,52	0,84	1,56	0,00	0,45	10,44	1,01	102,64
689-682-10	51,05	0,55	34,05	2,46	2,03	0,00	0,46	10,59	0,81	102
689-807-13	41,45	0,16	31,23	6,98	1,93	0,00	0,45	8,08	0,93	91,21
689-807-19	22,81	0,12	15,14	0,95	0,66	0,00	0,26	8,36	0,46	48,76
689-807-21	48,17	0,37	38	1,22	1,63	0,00	0,35	10,07	1,19	101
689-807-24	48,61	0,50	36,18	1,16	1,96	0,00	0,63	8,92	1,77	99,73
765-148-2	52,31	0,00	36,62	0,36	1,92	0,00	0,25	8,30	1,36	101,12
765-148-4	62,12	0,60	33,28	1,14	1,9	0,11	0,34	7,24	1,00	107,73
765-148-5	50,01	0,59	36,93	1,23	1,66	0,00	0,32	8,92	1,84	101,5
765-148-6	49,81	0,00	36,06	0,7	1,84	0,06	0,14	7,84	1,12	97,57
634-864-1	51,69	0,62	42,92	2,04	1,78	0,00	0,00	11,27	0,68	111
634-864-2	56,45	0,31	42,03	1,63	1,94	0,00	0,00	9,34	0,99	112,69
634-864-3	63,23	0,20	39,55	1,13	1,07	0,00	0,00	8,68	1,07	114,93
730-490-10	48,32	0,49	38,61	5,6	1,93	0,00	0,00	7,29	1,36	103,6
731-213-6	49,79	0,00	47,83	1,46	0,70	0,00	0,00	9,05	0,00	108,83

Заповненість міжпакетного простору одновалентними катіонами у слюди з вмісних порід Бобриківського родовища змінюється в межах від 0,66 до 1 ф.о. (рис. 4.1.3), частина K^+ (до 0,27 ф.о.) заміщується Na^+. За даними [170], слюда, у

якої заповненість міжпакетного простору складає менше 0,87 ф.о. відноситься до іліту, якщо більше – до мусковіту. Беручи до уваги ці дані та зважаючи на значення індексу Кьоблера, породотвірна слюда Бобриківського родовища відповідає іліт-мусковітовому політипу $2M_1$ (поле I) [169]. Слюда з підвищеним значенням Si/Al та з більшим вмістом одновалентних катіонів у міжпакетному просторі належить до твердого розчину мусковіт-фенгіт (поле II) [29, 126].

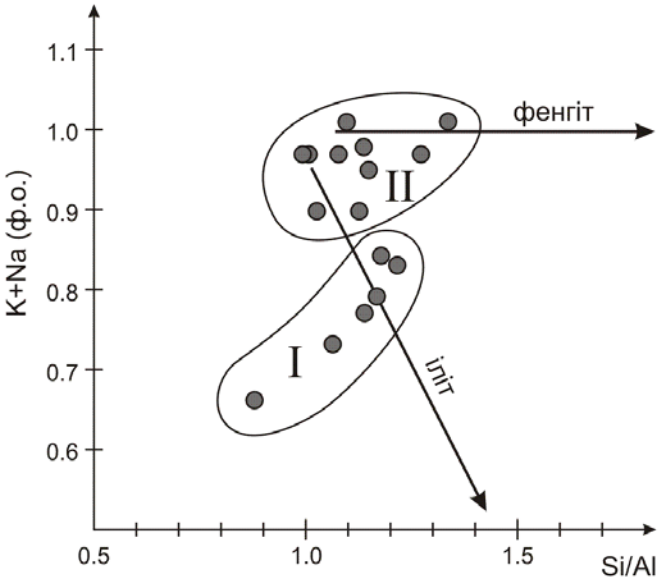


Рис. 4.1.3. Хімічний склад слюди з вмісних порід Бобриківського родовища у координатах K+Na – Si/Al. I – слюда іліт-мусковітового типу, II – слюда мусковіт-фенгітового типу (модифіковано за [169]).

Типоморфним для слюди Бобриківського родовища є вміст FeO і MgO, який змінюється в межах 0,7-6,98 ваг.% і 0,66-3,07 ваг.% відповідно, що на діаграмах (Fe+Mg)-Si проявляється загальним зміщенням точок аналізів до висококремнієвої області, яка відповідає мусковіт-фенгітовій частині ізоморфного ряду мусковіт-селадоніт (рис. 4.1.4). Таке зміщення точок аналізів пов’язане з типовим для диоктаедричних слюд [29] ізоморфізмом за схемою $(Mg, Fe^{2+})^{VI}$, $Si^{IV} = Al^{VI}$, Al^{IV}.

Таким чином, вмісні осадові породи Бобриківського родовища містять два види слюди: іліт-мусковітового і мусковіт-фенгітового типів, особливості хімічного складу яких свідчать про утворення слюди за рахунок впорядкування

ілітових і смектитових шарів, при активному ізоморфному заміщенні згідно схеми $(Mg, Fe^{2+})^{VI}$, $Si^{IV} = Al^{VI}$, Al^{IV} під час прогресивної стадії метаморфізму.

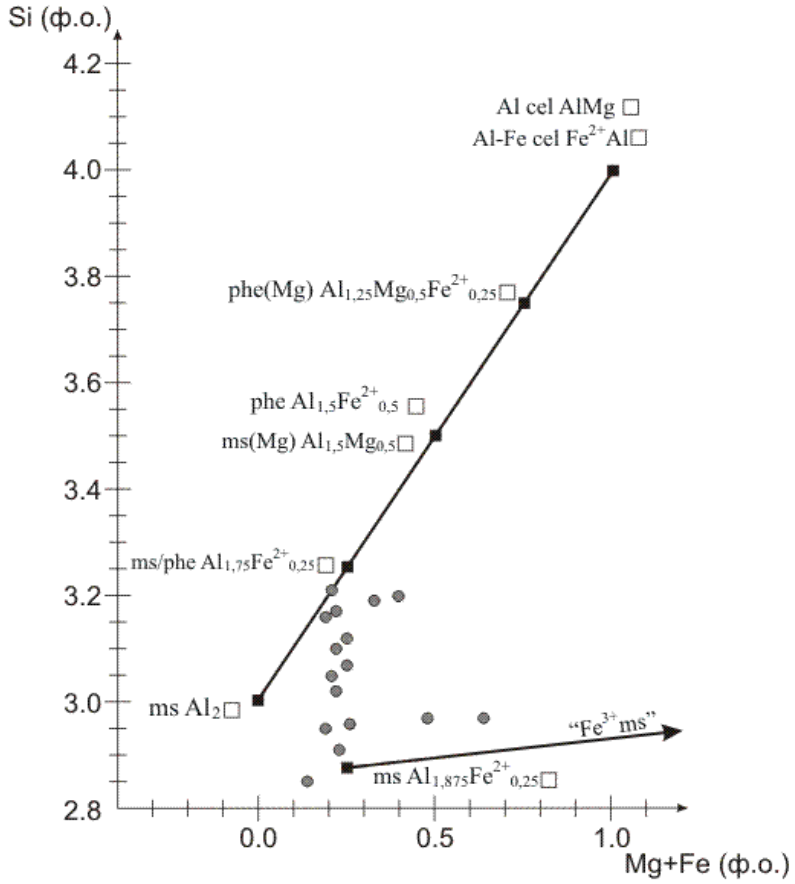


Рис. 4.1.4. Хімічний склад слюди з вмісних порід Бобриківського родовища у координатах Si – (Mg+Fe). Лінія (x=0; y=3), (x=1; y=4) відповідає ізоморфному ряду твердого розчину мусковіт-селадоніт. Умовні позначення: □ – хімічний склад мінералів, затверджений IMA; ■ – ідеальні формули мінералів; ms – мусковіт, "Fe^{3+}"ms – ферімусковіт, ms/phe – мусковіт-фенгіт, phe – фенгіт, Al-Fe cel – алюмо-ферімусковіт, Al cel – алюмоселадоніт (модифіковано за [210]).

Слюда іліт-мусковітового типу є головним породотвірним мінералом і зустрічається у вигляді дрібних лусок довжиною до 20 мкм або мікролускуватого агрегату (серицит) у просторовій асоціації з кварцом, сидеритом, уламками органічної речовини і акцесорними мінералами (рис. 4.1.5). Слюда мусковіт-фенгітового типу утворює окремі дрібні луски

довжиною до 50 мкм, які хаотично орієнтовані у кварц-ілітовій матриці породи, і облямівки (потужністю до 300 мкм) у призальбандовій частині сидерит-сульфідних прожилків. Найбільше мусковіт-фенгіт розвинений у глинистих і алеврито-глинистих сланцях.

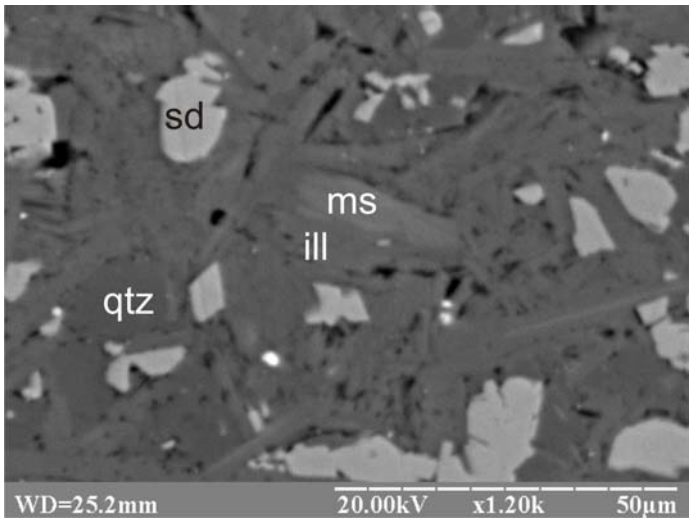


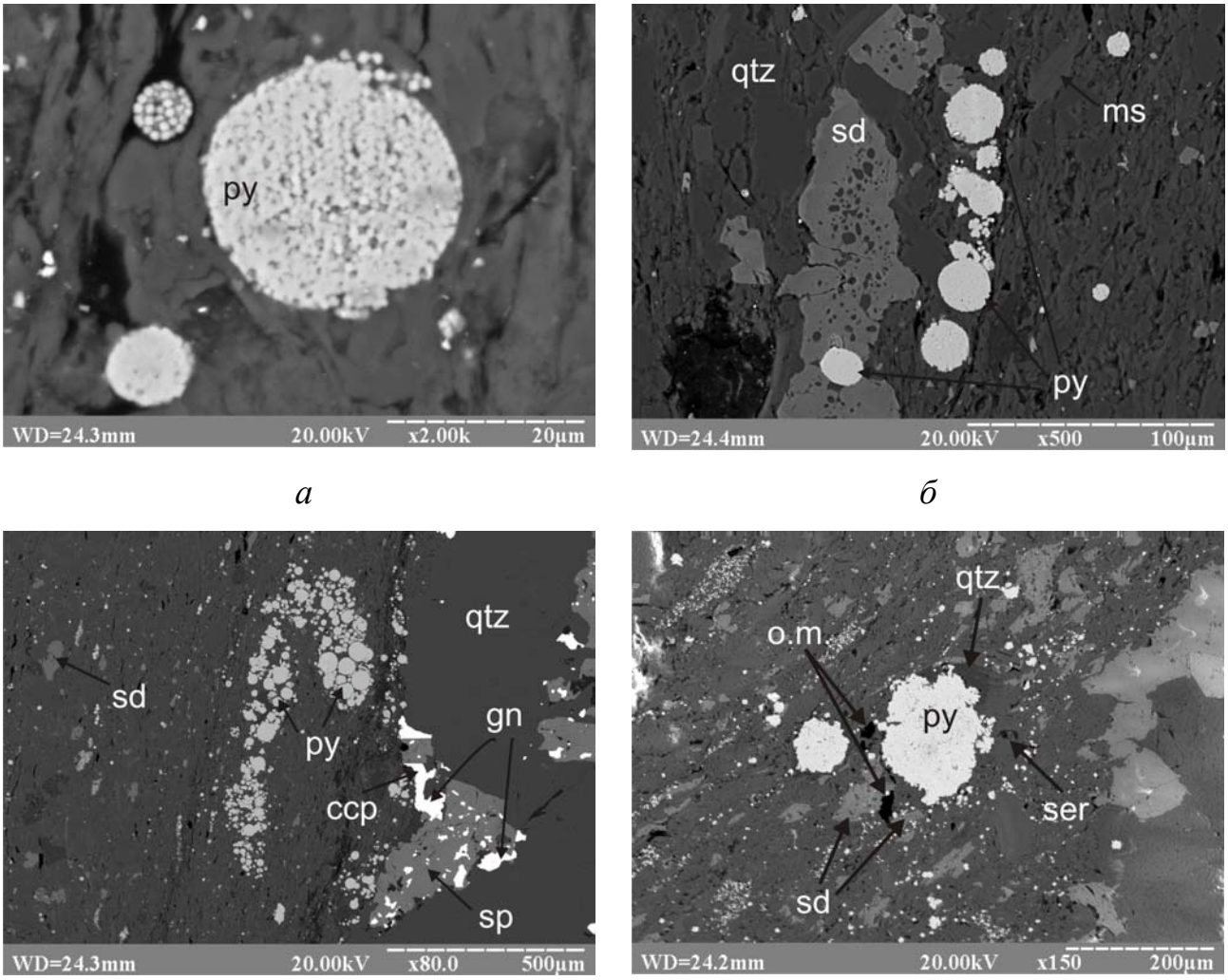
Рис. 4.1.5. Виділення мусковіт-фенгіту (ms) і сидериту (sd) у матриці породи, складеній кварцом (qtz) та ілітом (ill) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 100,0 м).

Пірит найпоширеніший рудний мінерал на Бобриківському родовищі. Він повсюдно зустрічається у вигляді вкрапленості, стяжінь, лінз в осадових породах, а також бере участь у будові жильних мінеральних агрегатів, особливості яких детально розглянуто у розділі 4.2.

Пірит, утворений на стадії раннього діагенезу, на Бобриківському родовищі спостерігається у одиничних випадках у вигляді пилоподібних скупчень приурочених до виділень органічної речовини, розтягнутих, розмазаних стяжінь (лінз) вздовж тріщин пошарового кліважу або кліважу S-типу, які відбувались під час зминання осадової товщі протягом першої фази складкоутворення.

Інший тип піриту представлений агрегатами (зернами-глобулами, кластерами) сферичної або субсферичної форми діаметром 15-150 мкм зі складною стільниковою внутрішньою будовою. Агрегати складені мікрокристалами піриту кубічної форми розміром 1-3 мкм (рис. 4.1.6*а*). Такі

агрегати відомі під назвою фрамбоїди (від фр. framboise – малина) [177, 213, 214].



а *б* *в* *г*

Рис. 4.1.6. Виділення фрамбоїдального піриту: *а* – загальний вигляд фрамбоїду піриту (py) (св. 2Т, гл. 94,0 м), *б* – колонія фрамбоїдів піриту (py) в просторовій асоціації з сидеритом (sd), кварцом (qtz) та мусковіт-фенгітом (ms) (св. 2Т, гл. 94,0 м), *в* – утворена по зім'ятому в складки прошарку вмісної породи колонія фрамбоїдів піриту (py) поблизу мінералізованої зони, складеної кварцом (qtz), сфалеритом (sph), халькопіритом (cpy) і галенітом (gn) (св. 2Т, гл. 94,0 м), *г* – розвиток кварцу (qtz) і серициту (ser) в тінях тиску деформованого виділення фрамбоїдального піриту (py); поряд спостерігаються релікти органічної речовини (o.m.) та пойкілокристали сидериту (sd) (св. 765, гл. 148,0 м).

У вмісних породах Бобриківського родовища пірит у вигляді фрамбоїдів просторово асоціює з виділеннями сидериту пойкілітової будови, та часто знаходиться всередині його виділень (рис. 4.1.6*б*), що свідчить про більш раннє утворення фрамбоїдального піриту відносно сидериту. У алевролітах і аргілітах зафіксовано знаходження глобул фрамбоїдального піриту та колоній сферичних фрамбоїдів у зім'ятій матриці вмісної породи (рис. 4.1.6*в*). Такі співвідношення свідчать про формування фрамбоїдів піриту після зминання теригенної товщі осадових порід. У процесі наступних етапів деформацій вмісних порід фрамбоїди піриту деформуються, набуваючи лінзоподібної та неправильної форми, у тінях тиску яких спостерігаються серицит і кварц (рис. 4.1.6*г*).

На Бобриківському родовищі наявність фрамбоїдального піриту у зім'ятій у складки породі свідчить про його утворення після діагенезу, що суперечить загальновідомим особливостям біогенного формування фрамбоїдального піриту внаслідок реакцій сульфатредукції [49, 116, 213]. За даними [161], реакції бактеріальної сульфатредукції відбуваються у інтервалі температур від 0 до ~80 °C. Вище цієї температури припиняється метаболізм майже всіх сульфатредукуючих бактерій, хоча вони можуть зберігатися у неактивному стані. В інтервалі 100-140 °C відбувається термохімічна сульфатредукція, початок і швидкість якої залежать від складу органічних реагентів, кінетичних інгібіторів і (або) каталізаторів, швидкості розчинення ангідриту, змочуваності, швидкості міграції і дифузії основних реагентів.

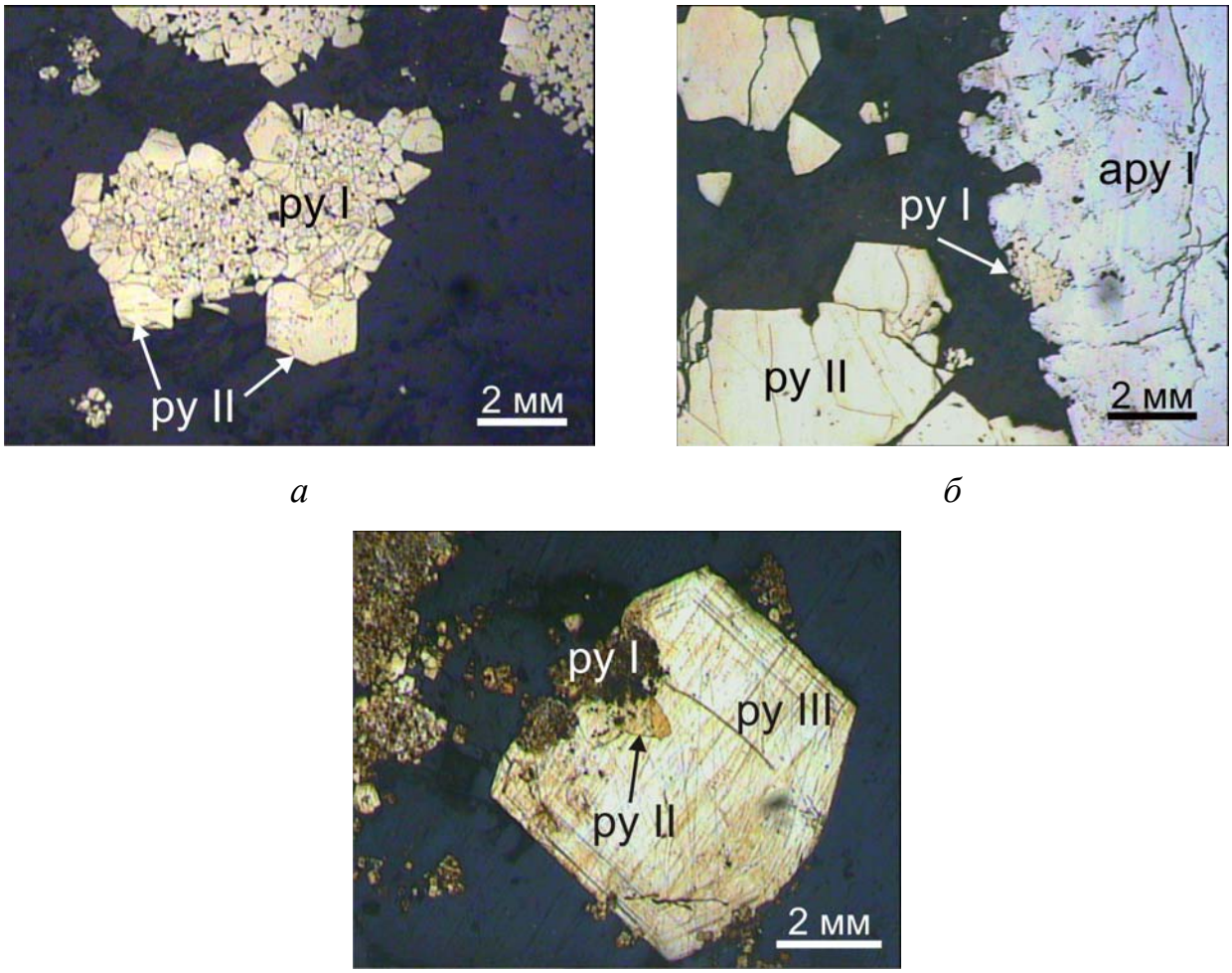
Експериментально доведено, що фрамбоїдальний пірит є кінцевим продуктом низки реакцій, які відбуваються у збагачених сіркою морських відкладах на стадії діагенезу [213], завдяки чому фрамбоїдальний пірит використовують як індикатор окисно-відновних умов палеосередовища мінералоутворення при дослідженні древніх осадових басейнів [114, 212]. Формування фрамбоїдального піриту починається з взаємодії гідросульфід-іонів й іонів заліза до утворення комплексів $FeHS^+$ і $Fe(HS)_2$, а пізніше твердої, близької до стехіометрії, фази $Fe(HS)_2$. Перетворення $Fe(HS)_2$ у

невпорядкований макінавіт 'FeS' і H_2S відбувається через 0,4 с, а наступні перетворення від невпорядкованого 'FeS' до впорядкованого макінавіту $Fe_{1+x}S$ – через період близько 1 год при 25 °C і pH ~ 7. Нестехіометричність макінавіту відображена у вигляді реакції: $(1+x)Fe^{2+} + HS^- + xH_2 \rightarrow Fe_{1+x}S + (1+2x)H^+$, де x коливається у межах від 0 до 0,07. Фаза макінавіту утворюється за температури нижче 153 °C. Грейгіт Fe_3S_4 є наступною проміжною фазою у процесі формування піриту з фрамбоїдальною мікроструктурою і описується реакцією: $3'FeS' + S^0 \rightarrow Fe_3S_4$. Грейгіт виникає у середовищі з невисоким відношенням HS^-/Fe^{2+} і в процесі діагенезу морських відкладів, яким властивий високий вміст S, грейгіт швидко зникає і перетворюється у пірит [213].

Проте на даний час доведено, що фрамбоїдальний пірит може утворюватись не лише в обстановці діагенезу, але й низьких ступенів метаморфізму (нижня межа зеленосланцевої фації) та гідротермальних змін [198]. На основі дослідження осадових порід палеозойського віку, які вміщують золоторудні родовища Карлін і Фостервіл, на північному сході штату Невада (США) і центральної частини штату Вікторія (Австралія) відповідно, доведено, що глобули фрамбоїдального піриту утворились десятки і сотні мільйонів років після осадження вмісних порід протягом: 1) пізньої стадії діагенезу, 2) низьких ступенів метаморфізму, та 3) гідротермальних змін [198]. У центральній частині штату Вікторія деякі фрамбоїди піриту утворились за p-T умов, які досягали нижньої межі зеленосланцевої фації метаморфізму. Подібність будови синдіагенетичних і постдіагенетичних фрамбоїдів піриту свідчить про єдиний домінуючий механізм кристалізації, який полягає у прямій кристалізації з розчинених реагентів, в умовах високої активності сульфідної сірки на границі окисно-відновному бар'єрі (Eh ~ 0-100 мВ) і має місце у значному інтервалі глибин у верхній корі [198].

Пірит є наскрізним мінералом процесу мінералоутворення на Бобриківському родовищі, що проявляється зміною морфології і хімічного складу від ранніх до пізніх стадій становлення родовища (рис. 4.1.7). Окрім

фрамбоїдального піриту у вмісній породі спостерігаються сфероїдальні агрегати, центральна частина яких складена тонкою вкрапленістю піриту, а периферійна – окремими індивідами піриту з чіткими кристалографічними обрисами (рис. 4.1.7*а*). При формуванні більш пізніх мінеральних індивідів піриту і арсенопіриту відбувається обростання тонкої вкрапленості піриту (рис. 4.1.7*б*). Структурне травлення нерідко виявляє кілька генерацій піриту в одному індивіді (рис.4.1.7*в*).



а *б* *в*

Рис. 4.1.7. Морфологічні особливості піриту у вмісних породах Бобриківського родовища: *а* – наростання ідіоморфного піриту (py II) на дрібнокристалічному піриті (py I) (св. 2Т, гл. 187,5 м), *б* – обростання дрібнокристалічного піриту (py I) арсенопіритом (ару I) (св. 634, гл. 1075,0 м), *в* – дрібнозернистий (py I), ідіоморфний (py II) і зональний (py III) пірити, виявлені структурним травлення (св. 644 гл. 920,0 м).

Вкраплена мінералізація на Бобриківському родовищі представлена ідіоморфними (пірит, арсенопірит), гіпідіоморфними (сидерит, анкерит, флоренсит) і ксеноморфними (монацит, ксенотим) кристалами з чисельними включеннями мінералів вмісної породи, що зумовлює пойкілітову внутрішню будову вкрапленників. За переважанням у розмірі і чітким виокремленням у тонкозернистій матриці вмісної породи вкрапленики віднесено до порфіробластів. Більш детально особливості будови і механізм утворення порфіробластів у контексті метаморфічного перетворення вмісної товщі розглянуто у підрозділі 4.1.3.

Висновки:

1. Осадові породи в межах Бобриківського родовища під час сладчастості зазнали постдіагенетичних перетворень зони епіметаморфізму.
2. Слюда у вмісних породах Бобриківського родовища представлена іліт-мусковітовим і мусковіт-фенгітовим типами.
3. Поява фрамбоїдального піриту під час катагенетичного перетворення осадової товщі Бобриківського родовища передувала формуванню вкрапленої мінералізації представленої піритом, арсенопіритом і сидеритом.

4.1.3. Особливості хімічного складу і внутрішньої будови метакристалів

Утворення мінералів у процесі метаморфічного перетворення вмісних порід на стадії регіонального або локального метаморфізму відбувається, як правило, синхронно з деформацією. У такому випадку утворення мінералів здійснюється згідно з правилом сталості об’ємів при метасоматозі (закон Ліндгрена) [68], яке полягає у розчиненні мінералів вмісних порід і одночасному утворенні на їхньому місці інших мінералів. Такий процес відповідає механізму утворення метакристалів.

Основним типом виділень піриту, арсенопіриту, карбонатів (сидерит, анкерит) і фосфатів (ксенотим, флоренсит) у вмісних породах Бобриківського родовища на стадії ката-метагенезу є порфіробласти. Пойкілітова структура порфіробластів вказує на формування у твердому середовищі внаслідок метасоматозу, що відповідає механізму утворення метакристалів.

Деякі аспекти вивчення метакристалів піриту і арсенопіриту Нагольного кряжу висвітлені у низці мінералогічних зведень по Донбасу [56, 61, 64], згідно до яких утворення метакристалів піриту і арсенопіриту відбулось на матаморфогенному (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 миш'як знаходився у розсіяному стані в глинистих і сульфідних мінералах на осадово-діагенетичному етапі розвитку осадової товщі.

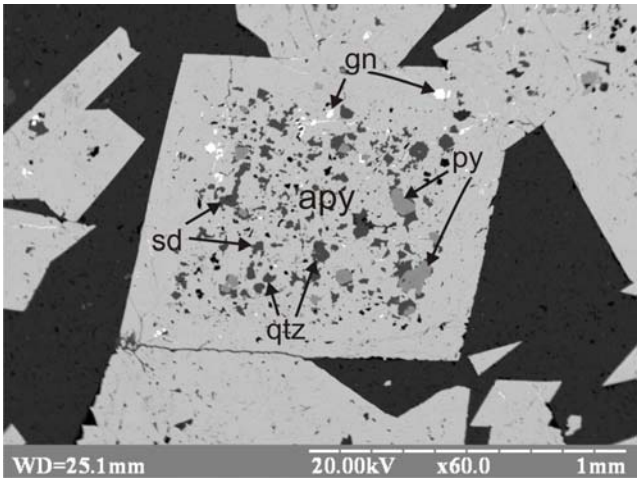
На даний час провідна схема формування метакристалів у твердому середовищі передбачає участь розчинів. Згідно з даними, приведеними А.Е. Глікіним [27], компактний кристалічний агрегат поводить себе при заміщенні як єдине ціле, утворюючи загальну псевдоморфозу (або загальну автоморфозу). Це пояснюється утворенням дифузійного поля навколо агрегату, який розчиняється, що спричиняє осадження речовини метакристалу на периферії агрегату (псевдоморфне заміщення) або на відстані від нього (автоморфне заміщення) [27]. Навколо метакристалу, що росте, існує тонка плівка розчину у капілярному стані. Властивості цього розчину визначаються багатьма факторами: поверхневим натягом розчину, товщиною плівки, складом розчину, температурою і тиском у середовищі. Шляхом дифузії компонентів у цій плівці відбувається розчинення субстрату, а при появі перенасичення з цього розчину кристалізується речовина метакристалу [32]. Під час росту метакристал оточує зерна мінералів вмісної породи, захоплює їх у вигляді включень, при цьому

згладжуючи їхні обриси і успадковуючи їхній просторовий розподіл і орієнтацію. Наступний етап деформації може вплинути на матрицю породи, але не може вплинути на внутрішню будову метакристалу, якщо він залишиться недеформованим. Навіть при зміщенні метакристалу відносно матриці, він буде відображати текстуру вмісної породи, якою вона була на момент його утворення [180].

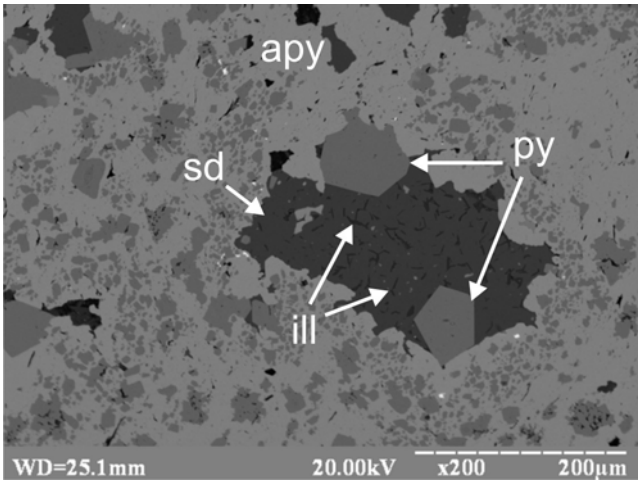
Для метакристалів піриту й арсенопіриту на Бобриківському родовищі властива приуроченість до різних літологічних різновидів порід – метакристали піриту тяжіють до більш глинистих порід, у той час як метакристали арсенопіриту розвинені у породах, в яких переважає піщаний компонент. Така закономірність знайшла відображення у внутрішній будові метакристалів. Зважаючи на вищезазначене, методом структурного травлення досліджено особливості внутрішньої будови і встановлено відносний щодо епігенетичних перетворень вмісних порід час формування метакристалів піриту і арсенопіриту з Бобриківського родовища.

Арсенопірит у піщано-глинистих сланцях та пісковиках утворює вкрапленість короткопризматичних кристалів з чітким ромбічним перетином розміром 0,01-2 см, всередині яких спостерігаються протовключення кварцу неправильної або округлої форми, що надає індивідам пойкілітоподібну внутрішню будову (рис. 4.1.8*а*). Часто мікропорожнини у метакристалах арсенопіриту містять епігенетичні включеннями сидериту, протовключення іліту й інкрустовані сингенетичними індивідами піриту ідіоморфної форми (рис. 4.1.8*б*). Структурним травленням на периферії метакристалів арсенопіриту виявлена ростова зональність, а у центральних ділянках – неоднорідна мозаїчна внутрішня будова (рис. 4.1.8*в*). У метакристалах арсенопіриту спостерігаються прояви різних типів тектонічних деформацій, які мали місце в історії становлення Бобриківського родовища. Пластичні деформації першої фази складчастості теригенної товщі осадових порід для метакристалів арсенопіриту проявились у вигляді тіней тиску виповнених

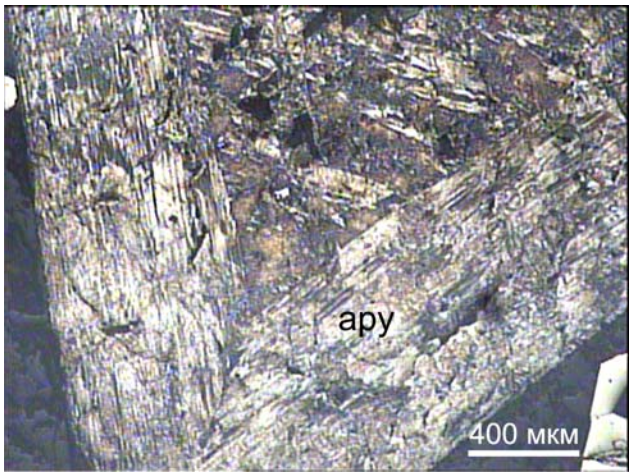
сидеритом. Крихкі деформації, накладені на метакристали арсенопіриту, реалізувались утворенням дрібних прожилків виповнених галенітом, бляклими рудами, анкеритом та ін.



а



б



в

Рис. 4.1.8. Особливості внутрішньої будови метакристалів арсенопіриту з вмісної породи Бобриківського родовища: *а* – пойкілітовий індивід з протовключеннями кварцу (qtz), сингенними включеннями піриту (py) та епігенетичними включеннями сидериту (sd) й галеніту (gn) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 689, гл. 807,0 м), *б* – мікропорожнина в метакристалі виповнена сидеритом (sd), ілітом (ill) та піритом (py) (св. 689, гл. 807,0 м) *в* – зональна і неоднорідна внутрішня будова арсенопіриту, виявлена структурним травленням (св. 689, гл. 751,0 м).

Метакристалічний арсенопірит містить домішки Co і Ni у кількості 0-4,3 і 0-3,13 ваг.% (0-3,39 і 0-2,64 ат.%) відповідно (табл. 4.3). Співвідношення As/S змінюється в межах від 0,63 до 0,82 (26,48-31,99 ат.% As), що свідчить про надлишок сірки у арсенопіриті.

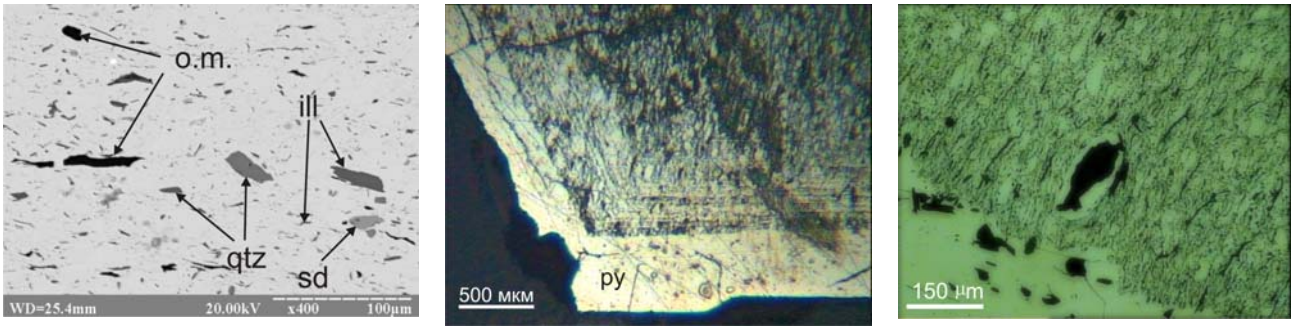
Таблиця 4.3.

Хімічний склад метакристалів арсенопіриту з Бобриківського родовища за результатами мікрозондового рентгеноспектрального аналізу, ваг.%

№ проби	S	Fe	Co	Ni	As	Сума
689-682,2-3	24,51	37,77	0,00	0,07	46,7	109,06
689-807-17	25,73	33,51	0	0	45,58	104,82
689-807-18	25,25	32,18	0,2	0,11	48,27	106,01
689-367а-1	26,76	36,69	0	0,00	43,81	107,26
689-367а-2	27,13	37,39	0	0,00	43,40	107,92
689-367а-3	27,43	36,84	0,00	0,00	41,53	105,80
689-367а-5	27,67	36,16	0,75	0,19	41,20	105,97
689-367а-12	24,15	35,79	0,51	0,00	43,52	103,97
731-213-1	28,80	38,31	0,20	0,30	44,50	112,11
731-213-2	27,12	33,65	4,30	0,69	46,38	112,15
689-587-1	26,64	35,05	0,49	0,16	42,87	105,20
689-587-2	27,01	34,72	0,51	0,31	42,77	105,32
689-587-3	25,63	30,57	1,28	3,13	44,43	105,03
689-587-4	26,89	34,71	0,08	0,24	42,92	104,83
689-587-5	26,58	34,73	0,51	0,04	43,02	104,87
689-587-6	25,33	34,70	0,25	0,30	43,77	104,35
689-587-7	25,90	34,08	0,67	0,35	41,82	102,82
689-587-8	25,74	31,58	1,28	1,65	42,41	102,66
689-587-9	24,95	32,41	0,84	1,40	43,92	103,52
689-441б-1	26,16	33,75	0,36	0,28	41,97	102,51
689-441б-2	26,54	33,01	0,77	0,05	43,88	104,24
689-441б-3	26,41	34,40	0,45	0,12	41,33	102,71
689-441б-4	25,67	33,47	0,45	0,15	41,44	101,18
689-441б-5	25,87	32,43	0,68	0,22	42,27	101,47
689-441б-6	26,34	34,37	0,47	0,24	42,64	104,07

Метакристали ***піриту*** у глинистих і вуглисто-алевритових вмісних породах Бобриківського родовища представлені вкрапленістю кубічних

кристалів розміром 0,01-1 см, всередині яких спостерігаються протовключення кварцу, іліту, хлориту й органічної речовини, внаслідок чого в метакристалів піриту проявляється пойкілітова внутрішня будова (рис. 4.1.9*а*). Крім того метакристали піриту містять епігенетичні включення сидериту, халькопіриту та інших мінералів, утворених під час більш пізніх стадій мінералоутворення.



а *б* *в*

Рис. 4.1.9. Особливості внутрішньої будови метакристалів піриту з вмісних порід Бобриківського родовища: *а* – пойкілітова внутрішня будова піриту, спричинена протовключеннями кварцу (qtz), іліту (ill), органічної речовини (o.m.) і епігенетичними включеннями сидериту (sd) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 100,0 м), *б* – ділянки зональної і „тіньової” внутрішньої будови метакристалу піриту, виявлені структурним травленням (св. 731, гл. 899,0 м), *в* – „тіньова” внутрішня будова метакристалу піриту з вмісної породи Бобриківського родовища (св. 731, гл. 316,0 м). Фото піриту після структурного травлення і обробки у програмі “Corel PHOTO-PAINT 11”.

Основними домішками у метакристалічному піриті є As, Co і Ni у кількості 0,26-4,34 ваг.% (до 2,33 ат.%), 0,0-0,81 ваг.% (до 0,56 ат.%) і 0,0-1,36 ваг.% (до 0,92 ат.%) відповідно (табл. 4.4).

У метакристалах піриту спостерігається зменшення кількості і розміру протовключень іліту і кварцу від периферії до центру індивідів. Протовключення набувають овальної і круглої форми. При цьому для протовключень іліту зменшення кількості і розміру аж до повного зникнення займає порівняно менший об’єм ніж у кварцу, тому у метакристалах піриту за

наявності протовключень кварцу округлої форми у центральних ділянках індивідів протовключення іліту вже відсутні. Така тенденція свідчить про те, що під час утворення метакристалів піриту за одночасного розчинення протовключень кварцу й іліту, розчинення іліту відбувається дещо швидше. При цьому протовключення органічної речовини і акцесорних мінералів залишаються стійкими і не розчиняються.

Таблиця 4.4.

Хімічний склад метакристалів піриту з Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	S	Fe	Co	Ni	As	Сума
689-367а-4	52,65	43,86	0,00	0,00	4,34	100,84
689-367а-6	52,87	44,63	0,37	1,36	3,55	102,78
689-367а-7	50,27	47,11	0,81	0,21	0,84	99,25
689-367а-13	52,05	46,47	0,77	0,22	1,06	100,56
689-807-7	55,68	47,32	0,00	0,00	2,05	105,05
689-807-9	53,81	45,92	0,00	0,00	2,04	101,76
689-807-10	53,68	44,74	0,63	0,00	1,26	100,31
689-807-14	53,03	44,25	0,00	0,00	1,49	98,78
689-807-15	45,73	40,45	0	0	0,26	86,44
689-807-16	52,88	44,91	0	0	2,19	99,99

Структурне травлення виявило складну внутрішню будову метакристалів піриту. Спостерігаються три різні ділянки від периферії до центру: масивна перекристалізована, зональна та „тіньова” (рис. 4.1.9*б*). У межах ділянок „тіньової” внутрішньої будови виділяються різної форми блоки піриту з однорідною будовою. У деяких блоках піриту розміром близько 150 мкм спостерігаються релікти протовключень кварцу (рис. 4.1.9*в*).

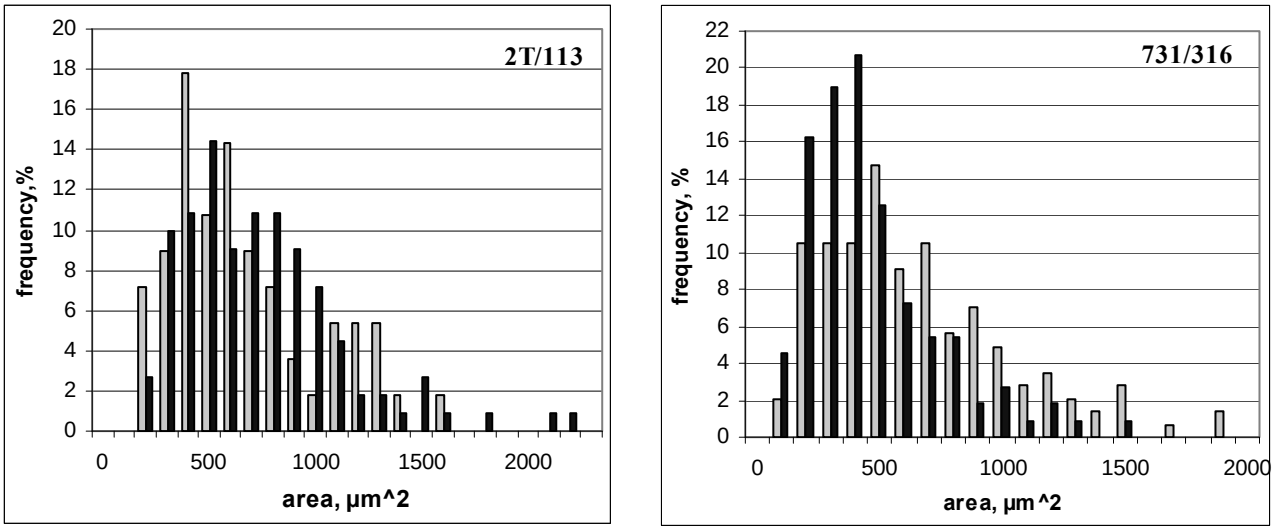
Під час електронно мікроскопічних спостережень відмічено подібність текстурних особливостей ділянок з „тіньовою” внутрішньою будовою метакристалів піриту і суміжної з ними вмісної породи. Це дало підстави вважати, що пірит, у процесі свого росту успадкував текстурні особливості вмісної породи. Для підтвердження 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 здійснено статистичне порівняння площі блоків піриту однорідної будови і зерен кварцу з суміжної вмісної породи. Опрацювавши статистичний матеріал, побудовано гістограми розподілу розмірності (рис. 4.1.10). Виявилось, що розмірність зерен кварцу з вмісної породи поблизу метакристалів відносно розмірності блоків піриту з однорідною внутрішньою будовою у метакристалах змінюється як у сторону зменшення (рис. 4.1.10*а*), так і в сторону збільшення (рис. 4.1.10*б*). Збільшення розмірності зерен кварцу у вмісній породі пояснюється перекристалізацією в умовах деформації, а зменшення – доростанням під час перекристалізації.

Виявлена структурним травленням внутрішня будова метакристалів піриту відображає текстурно-структурні особливості осадових вмісних порід Бобриківського родовища на час формування метакристалів. Наявність протовключень іліту і хлориту, але відсутність мусковіт-фенгіту, свідчить про формування метакристалів піриту на стадії катагенезу (зона анхіметаморфізму) до перекристалізації і метаморфізації породи. Результати статистичних досліджень підтвердили утворення метакристалів піриту шляхом заміщення вмісної породи. У фронті заміщення розчинення іліту і хлориту відбувалось швидше, а кварцу – повільніше. Варіація розмірності зерен кварцу з вмісних порід у сторону 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 зазнали перекристалізації (зникає зональність), по тонких тріщинах і навколо метакристалів у двориках розтягу відбулося утворення більш пізніх мінералів (сидерит, серицит).

Сидерит у вмісній породі представлений мікрозернистими або пелітоморфними агрегатами розміром до 0,6-1,2 мм і порфіробластами розміром до 200 мкм неправильної, видовженої або ромбоподібної форми з

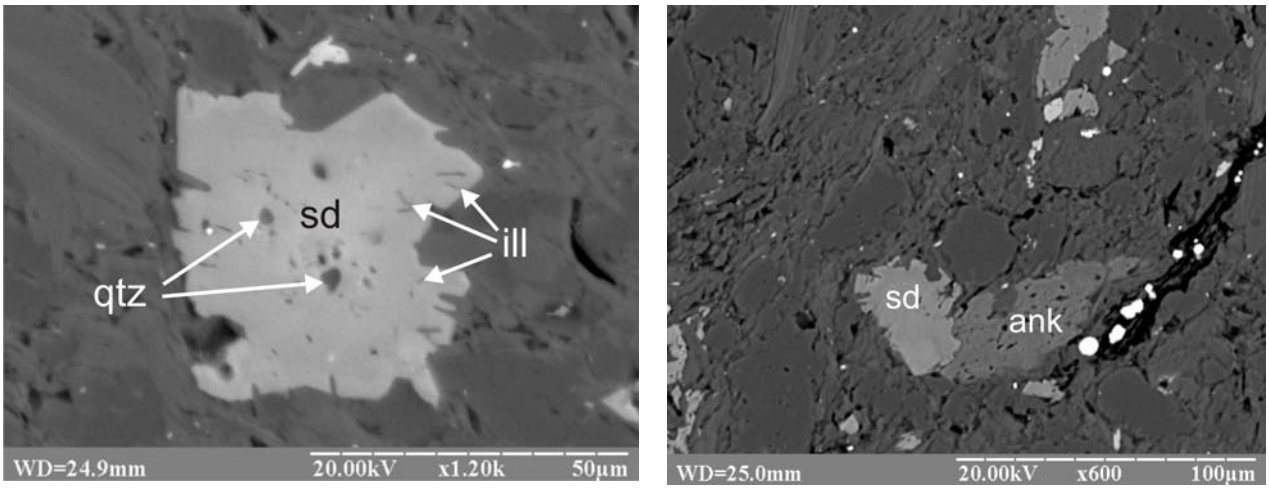
властивою пойкілітовою внутрішньою будовою (рис. 4.1.11*а*), яка спричинена протовключеннями кварцу й іліту. Формування сидериту у тінях тиску метакристалів піриту і арсенопіриту є ознакою більш пізнього утворення сидериту щодо вказаних сульфідів. Спостерігаються індукційні границі сидериту з апатитом і мусковіт-фенгітом. Типоморфною особливістю сидериту є варіації вмісту MgO і MnO у межах 5-18 і 0,4-10 ваг.% відповідно (табл. 4.5).



а *б*

Рис. 4.1.10. Розподіл розмірності блоків піриту однорідної будови у метакристалах (чорне) і зерен кварцу у суміжній вмісній породі (сіре): *а* – менший розмір зерен кварцу у породі відносно блоків піриту однорідної будови у метакристалі спричинений перекристалізацією під впливом деформації, *б* – більший розмір зерен кварцу у породі відносно блоків піриту однорідної будови у метакристалі пов’язаний з доростанням зерен під час перекристалізації.

Анкерит у вмісній породі представлений порфіробластами розміром до 100 мкм, зона поширення яких знаходиться поблизу рудних прожилків і не перевищує 10 см у ортогональних напрямках від них. Аналіз границі між виділеннями анкериту і сидериту у вмісній породі свідчить про пізніший час утворення анкериту шляхом заміщення порфіробластів сидериту (рис. 4.1.11*б*).



а *б*

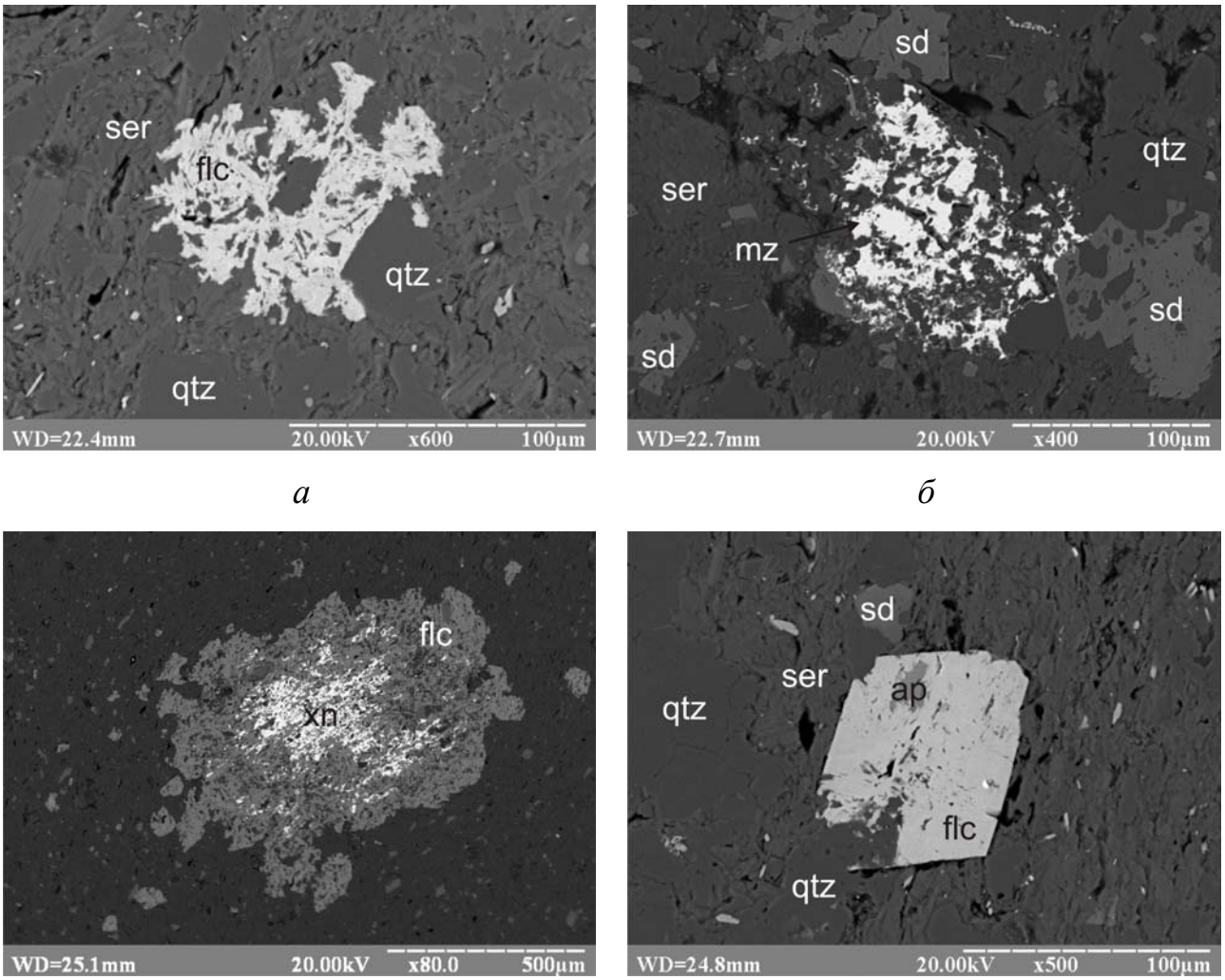
Рис. 4.1.11. Особливості порфіробластів карбонатів у вмісних породах Бобриківського родовища: *а* – порфіробласт сидериту (sd) неправильної форми з реліктами протовключень іліту (ill) і кварцу (qtz) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 100,0 м), *б* – заміщення порфіробласту сидериту (sd) анкеритом (ank) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 644, гл. 460,0 м).

Зони розвитку фосфатів у вмісних породах Бобриківського родовища розташовані у смузі шириною до 0,5 мм від карбонатних прожилків і жил. У порфіробластах флоренситу, ксенотиму і монациту (розміром до 800 мкм). У міру зростання розміру порфіробластів кількість і розмір протовключень кварцу у них зникає у напрямку від периферії до центру (рис. 4.1.12*а*). Для фосфатів простежується парагенетичний зв’язок з сидеритом (рис. 4.1.12*б*). Локально у вмісній породі спостерігаються порфіробласти ксенотиму, які доростають флоренситом (рис. 4.1.12*в*). У виділеннях флоренситу, ксенотиму і монациту спостерігаються сингенні включення апатиту (розміром до 20 мкм) і протовключення циркону й рутилу (рис. 4.1.12*г*). Більш детально мінералогічні особливості фосфатів розглянуто у підрозділі 4.2.3.

Таблиця 4.5.

Хімічний склад порфіробластів карбонатів з вмісних порід Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	MgO	CaO	MnO	FeO	Сума
644-460-5	14,39	0,34	1,54	46,83	63,1
730-687-16	11,27	0,52	6,2	41,02	59,01
634-100-3	17,02	0,6	0,94	40,66	59,22
634-100-4	16,5	0,6	0,57	40,2	57,87
634-100-5	12,94	0,06	1,33	41,73	56,06
634-100-6	14,76	0,04	1,31	24,92	41,03
634-100-7	14,58	0,41	0,36	36,66	52,01
634-221-3	13,11	0,61	0,9	46,73	61,35
634-585-1	12,85	1	0,1	40,51	54,46
634-585-2	8,81	0,44	0,37	45,93	55,55
634-585-3	12,27	0,42	0,13	42,23	55,05
634-585-6	9,62	0,42	0,04	45,16	55,24
634-585-7	14,94	29,13	0	10,71	54,78
634-585-8	9,88	0,25	0,55	45,57	56,25
634-864-5	7,5	0,04	0,57	47,11	55,22
634-864-8	8,08	26,37	0,74	14,08	49,27
634-864-10	8,76	0,31	1,97	44,78	55,82
644-460-4	13,1	29,65	0,63	16,11	59,49
644-460-6	17,85	0,63	0,59	46,2	65,27
689-564-13	13,59	0,5	0,99	52,09	67,18
689-564-14	13,28	0,95	9,41	45,01	68,64
689-807-11	10,31	26,45	0,18	14,00	50,94
689-807-20	8,14	0,34	1,28	36,46	46,22
689-807-22	4,95	0,33	3,66	38,6	47,54
730-687-12	10,31	27,66	1,79	15,66	55,42
730-687-20	9,92	26,02	3,95	13,91	53,8
765-148-1	13,98	0,09	0,42	40,46	54,95
765-148-3	13,94	0,16	0,47	36,69	51,26



а *б*

в *г*

Рис. 4.1.12. Порфіробласти фосфатів у вмісній породі Бобриківського родовища (ЕМ, режим відбитих електронів): *а* – метакристал флоренситу (flc) скелетної будови (св. 644, гл. 950,0 м), *б* – метакристал монациту (mz) у просторовій асоціації з сидеритом (sd) (св. 634, гл. 407,0 м), *в* – доростання флоренситу (flc) по периферії порфіробласту ксенотиму (xn) (св. 689, гл. 682,2 м), *г* – метакристал флоренситу (flc) ідіоморфної форми з включенням апатиту (ap) (св. 644, гл. 950,0 м).

На основі вищенаведених результатів дослідження мінерального складу вмісних порід Бобриківського родовища, зроблено висновок, про те, що на стадії ката-метагенезу відбулися трансформація і зміна хімічного складу слюди, утворення мінералів, властивих для низьких ступенів метаморфізму (слюди

типу мусковіт-фенгіту), формування вкрапленої мінералізації піриту, арсенопіриту, сидериту і фосфатів у вигляді порфіробластів. Ріст порфіробластів у вмісних породах Бобриківського родовища контрольований локальною зміною фізико-хімічних параметрів, що призвела до коливання рівноваги іліт – кварц – органічна речовина в сторону розчинення кварцу і іліту. Співвідношення між фрабоїдальним піритом і метакристалічною мінералізацією піриту й арсенопіриту вказує на формування фрамбоїдального піриту під час першої фази зминання осадової товщі. Друга фаза зминання супроводжувалась утворенням метакристалічної мінералізації піриту й арсенопіриту, а завершилась формуванням сидериту і фосфатів. Метасоматичне заміщення порфіробластів сидериту анкеритом свідчить про локальне порушення хімічної рівноваги у системі порода-розчин і швидке її врівноваження на незначній (до 10 см) відстані від прожилка.

4.2. Мінералогія і внутрішня будова жильних агрегатів

4.2.1. Загальна характеристика жильних агрегатів Бобриківського родовища

Питання генезису, конфігурації та розміру тріщин, а отже і жил, на Бобриківському родовищі детально розглянуті групою дослідників на чолі з В.О. Шумлянським [65]. У цій праці за розміщенням на поверхні кварцових і анкерит-кварцових прожилків виділено три системи виповнених ними тріщин: пов’язаних зі складчастістю, формуванням Бобриківського підкидо-зсуву та субдовготними розривними порушеннями Єланчик-Ровеньківської зони розломів. Проте, незважаючи на значний внесок авторів у розуміння будови та розподілу тріщинуватості у розрізі родовища та запропоновану геолого-генетичну модель [101], слід зазначити, що особливості мінерального складу жильних агрегатів Бобриківського родовища у даній праці недостатньо висвітлені.

Різновікові етапи деформацій на Бобриківському родовищі фіксуються за структурно-текстурними особливостями мінеральних агрегатів, відсутністю ознак перетинання жил. Визначальною ознакою для формування жильних мінеральних агрегатів Бобриківського родовища є механічні властивості осадової товщі, карбонатних агрегатів жил та кварцових мінеральних агрегатів. Завдяки тому, що карбонатні жили були найбільш крихкими, формування жильних мінеральних агрегатів за участі кварцу під час подальших етапів деформацій відбувалося по карбонатних прожилках, як місцях найшвидшого розвантаження тектонічних напружень.

З усього матеріалу, який був наданий для дослідження, можна сказати, що жили на Бобриківському родовищі представлені жилами заміщення, які утворились внаслідок різного типу деформацій: пошарового кліважу (ранньодіагенетичні агрегати піриту), сколювання (пірит-арсенопіритові агрегати), відриву (жильні агрегати). Прожилки і жили складені мінеральними агрегатами блокової, тичкуватої і волокнистої будови, за якими можна визначити швидкість привідкривання і відносний рух стінок тріщин.

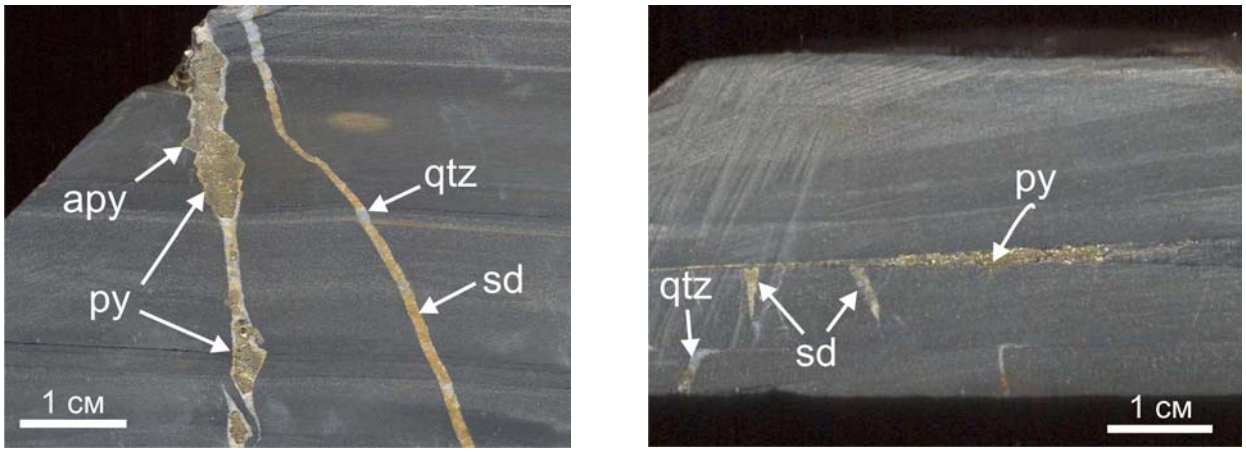
Тіні тиску спостерігаються навколо метакристалів піриту і арсенопіриту або облямовують пірит-арсенопіритові мінеральні агрегати і складені сидеритом і серицитом. Явища мікробудинажу органічної речовини спостерігаються у карбонат-сульфідних прожилках.

Мінеральний склад прожилків є більш різноманітний відносно вмісних порід. У складі мінеральних агрегатів жил беруть участь кілька генерацій піриту та арсенопіриту, мінерали поліметалевої і низькотемпературної стадій гідротермального процесу (галеніт, сфалерит, халькопірит; бляклі руди, бурноніт, полібазит), а також самородне золото. Основними жильними нерудними мінералами Бобриківського родовища є кварц, анкерит і сидерит. При мікроскопічних дослідженнях у жилах та прожилках спостерігаються різновікові генерації анкериту та сидериту, що підтверджується мікрозондовим аналізом.

4.2.2. Пірит-арсенопіритові жильні агрегати

Найбільш ранніми проявами мінералізації на Бобриківському родовищі є пірит-арсенопіритові мінеральні агрегати у вигляді порфіробластів. Часто порфіробласти розташовані вздовж кліважних тріщин, утворюючи таким чином прожилкоподібні агрегати. Наступні прояви гідротермального мінералоутворення відбувались за їхньої участі, тому на родовищі зрідка спостерігаються недеформовані пірит-арсенопіритові прожилкоподібні агрегати.

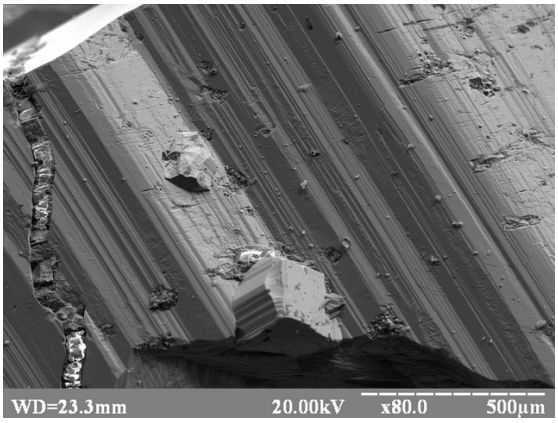
Прожилкоподібні агрегати піриту і арсенопіриту орієнтовані як субпаралельно так і перпендикулярно до шаруватості порід (рис. 4.2.1). Потужність таких прожилків рідко перевищує 3 см. Характерною особливістю пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів є орієнтація головок індивідів піриту та арсенопіриту у сторону вмісної породи, що зумовлює гребінчасту конфігурацію контакту прожилка з вмісною породою. Пірит і арсенопірит росли одночасно, про що свідчить індукційна границя між ними.



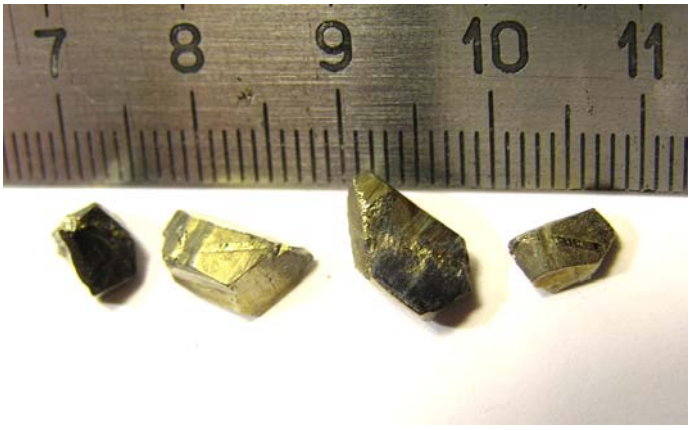
а *б*

Рис. 4.2.1. Загальний вигляд пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів на Бобриківському родовищі: *а* – пірит-арсенопіритовий (py, apy) прожилок з кварцом (qtz) та сидеритом (sd), перпендикулярний до нашарування вмісних порід (св. 765, гл. 127,6 м), *б* – субпаралельний до нашарування вмісних порід прожилок піриту (py) (св. 765, гл. 234,5 м).

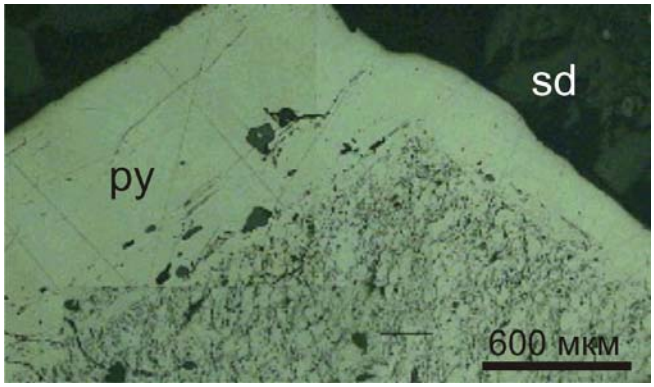
У будові жильних агрегатів пірит утворює ідіоморфні кристали, зростки і агрегати складної будови. Різноманітність структур агрегатів піриту пов'язана з процесами розчинення і доростання, що відбуваються протягом всього процесу рудоутворення, внаслідок чого виникають генерації піриту з певними типоморфними особливостями.



а



б



в

Рис. 4.2.2. Особливості морфології і внутрішньої будови піриту з пірит-арсенопіритових жильних агрегатів: *а* – тонка комбінаційна штриховка піриту ‖ (100) (ЕМ, режим вторинних електронів) (св. 765, гл. 130,1 м), *б* – індивіди піриту, видовжені під гострим кутом до осьової лінії прожилка, вгадується форма пентагондодекаедра (св. 765, гл. 130,1 м), *в* – внутрішня будова індивідів піриту з пірит-арсенопіритових жильних агрегатів (св. 634, гл. 487,0 м).

У кристалах ***піриту*** з пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів переважає форма пентагон-додекаедра зі слабо проявленою комбінаційною

штриховкою на гранях куба (рис. 4.2.2*а*). Загалом кристали піриту мають пригноблений обрис: індивіди видовжені під гострим кутом до осьової частини прожилка (рис. 4.2.2*б*), що відповідає загальній схемі формування піриту у метаморфічних породах [29]. Розмір індивідів піриту не перевищує 1 см. Структурним травленням виявлено внутрішню будову індивідів подібну до метакристалів: центральні частини успадковують контури елементів текстури вмісної породи (“тіньова” внутрішня будова), а периферійні – мають однорідну будову, набуту внаслідок подальшої перекристалізації за участі мінералотвірних розчинів (рис.4.2.2*в*). У агрегатах піриту й арсенопіриту по тріщинах крихких деформацій утворюються мінерали наступних мінеральних асоціацій, часто спостерігаються явища корозії піриту і арсенопіриту більш пізніми мінералами.

Основними домішками у піриті за результатами мікрозондового рентгеноспектрального аналізу є As у кількості до 8,19 ваг.% (4,55 ат.%), Ni – 0,0-3,06 ваг.% (до 2,17 ат.%) і Co – 0,0-0,68 ваг.% (до 0,47 ат.%) (табл. 4.6).

Арсенопірит у пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатах спостерігається у вигляді короткопризматичних кристалів з ромбічним перетином у тісному проростанні з піритом. Агрегати арсенопіриту кородуються сфалеритом, галенітом, бляклими рудами, кварцом та ін. Структурним травленням виявлено зональну будову арсенопіриту, особливо чітко проявлену в периферійних ділянках індивідів (рис. 4.2.3*а*), і двійникові структури арсенопіриту у піриті (рис. 4.2.3*б*).

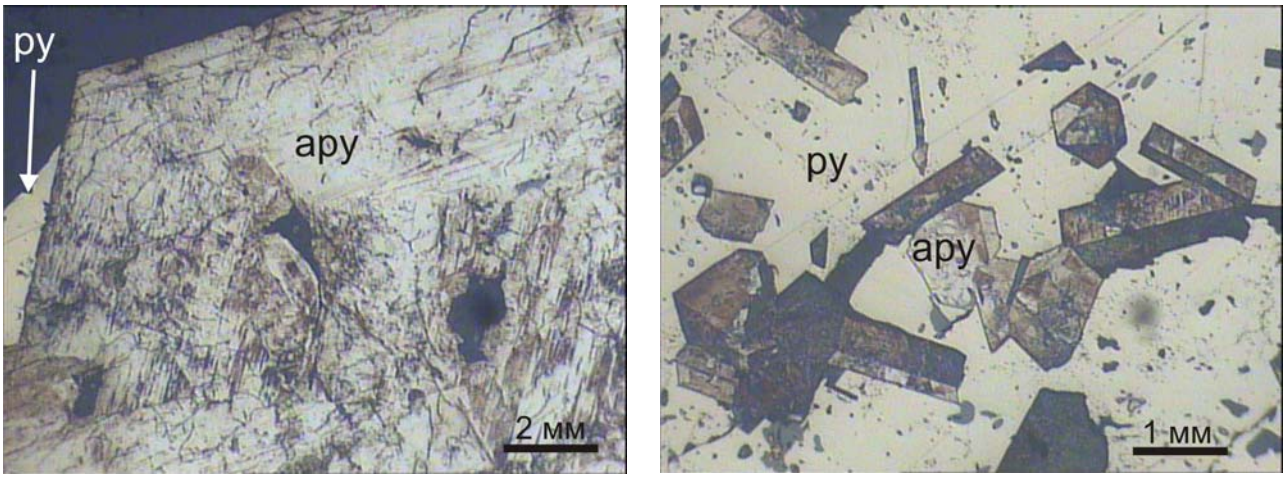
Мікрозондовим рентгеноспектральним аналізом встановлені основні домішки у арсенопіриті – Co 0,0-1,27 ваг.% (до 1,03 ат.%) і Ni 0,0-1,09 ваг.% (до 0,95 ат.%) (табл. 4.7). Відношення As/S змінюється в межах 0,64-0,95 (26,52-32,72 ат.% As), що майже співпадає з інтервалом значень, визначених у метакристалічному арсенопіриті, проте основна кількість значень у метакристалічному арсенопіриті потрапляє в інтервал 27,5-29,5 ат.% As, в той час як для жильного арсенопіриту властивий рівномірний розподіл значень з

незначним скупченням у інтервалі 29,5-32,0 ат.% As (рис. 4.2.4*а*). За вмістом Co і Ni метакристалічний і жильний арсенопірити майже не відрізняються (рис. 4.2.4*б*, *в*).

Таблиця 4.6.

Хімічний склад піриту з пірит-арсенопіритових жильних утворень за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	S	Fe	Co	Ni	As	Сума
634-303-1	52,42	46,29	0,00	0,27	0,01	99,00
634-303-2	48,85	42,80	0,00	1,91	3,59	97,16
634-303-3	48,87	42,97	0,00	2,68	6,26	100,78
634-303-4	52,06	45,91	0,00	0,51	1,14	99,63
634-303-5	49,63	42,31	0,00	1,78	6,07	99,80
634-303-6	48,59	40,47	0,00	3,06	8,19	100,32
634-303-7	52,30	45,34	0,00	0,15	0,12	97,91
634-303-8	47,59	41,25	0,00	2,68	7,13	98,64
634-303-9	51,01	41,89	0,00	1,72	3,93	98,55
634-407-7	49,87	42,74	0,00	1,02	1,15	94,78
634-407-10	50,64	36,21	0,10	0,46	2,38	89,79
689-564-6	53,03	46,97	0,00	0,00	0,00	100,00
689-564-10	50,42	45,57	0,68	0,26	3,07	100,00
689-564-11	52,82	47,18	0,00	0,00	0,00	100,00
689-564-12	52,16	47,27	0,23	0,00	0,34	100,00
689-564a-29	51,29	42,13	0,00	0,00	0,56	93,98
689-564a-30	51,45	41,23	0,00	0,00	0,54	93,22
689-682,2-11	50,78	49,30	0,42	0,00	0,65	101,16
689-682,2-12	52,03	46,80	0,67	0,93	0,94	101,37
689-682,2-13	49,50	46,55	0,17	1,71	3,93	101,87
689-682,2-14	50,42	48,67	0,00	0,29	1,44	100,82
689-682,2-15	49,89	49,12	0,17	0,41	1,94	101,53
689-682,2-16	50,80	49,15	0,41	0,00	1,14	101,49
689-682,2-17	50,05	48,31	0,14	0,00	0,25	98,75



а *б*

Рис. 4.2.3. Особливості морфології і внутрішньої будови арсенопіриту з пірит-арсенопіритових жильних агрегатів: *а* – зональна будова індивідів арсенопіриту (ару) (св. 2Т, гл. 187,5 м), *б* – здвійниковані індивіди арсенопіриту (ару) у піриті (ру) (св. 689, гл. 751,0 м).

Гребінчаста конфігурація контактів пірит-арсенопіритових агрегатів з вмісною породою та приуроченість зон геометричного відбору до осьових частин прожилків є характерними ознаками пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів на Бобриківському родовищі, які свідчать про їхню метасоматичну природу утворення [52].

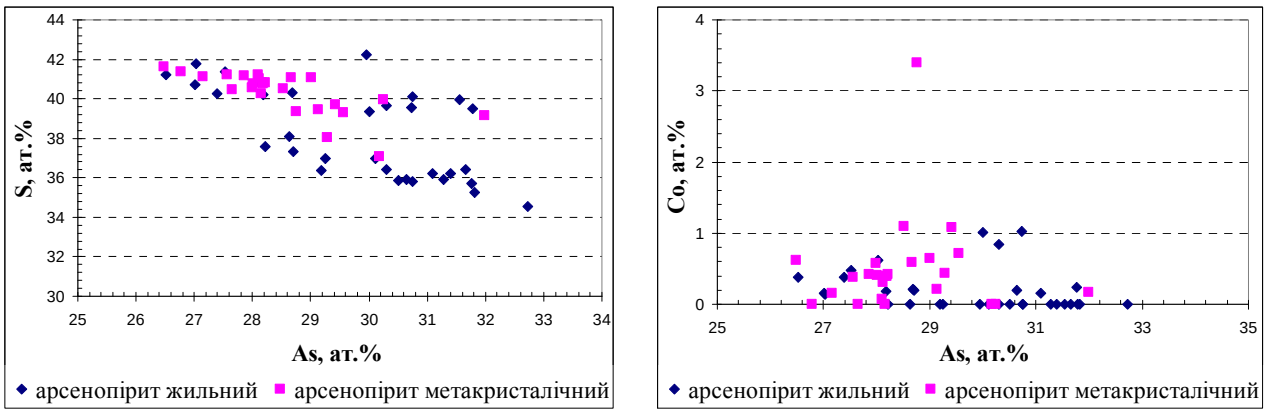
Вкраплення піриту й арсенопіриту у вигляді метакристалів і пірит-арсенопіритові прожилкоподібні агрегати складають єдину прожилково-вкраплену мінералізацію сульфідної стадії, у межах якої мінералоутворення відбувається в умовах стиснення і зсуву, без вільного простору.

Мікроскопічні дослідження засвідчили, що формування жильних агрегатів сидериту супроводжувалося деформацією пірит-арсенопіритових агрегатів та утворенням нових генерацій піриту й арсенопіриту (рис. 4.2.5).

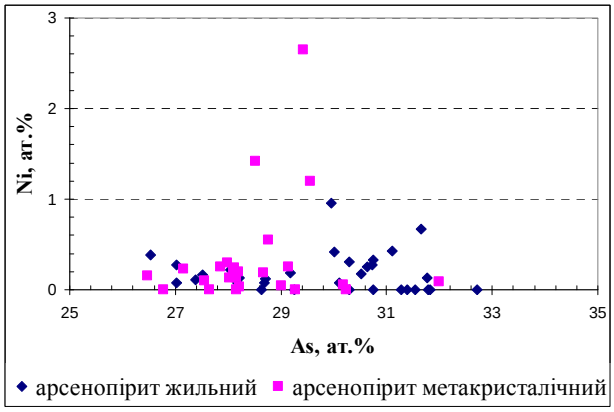
Таблиця 4.7.

Хімічний склад арсенопіриту з пірит-арсенопіритових жильних утворень за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	S	Fe	Co	Ni	As	Сума
2Т-182,7-4	23,01	36,42	0,00	0,15	40,41	100,00
2Т-182,7-5	23,35	35,60	0,00	0,00	41,06	100,00
2Т-182,7-2	25,23	40,25	0,00	0,00	46,72	112,20
2Т-182,7-11	22,78	35,89	0,22	0,13	40,99	100,00
634-1027-1	26,14	33,32	1,02	0,37	46,78	107,62
634-1027-2	26,50	33,24	1,27	0,34	48,18	109,52
634-1027-4	25,80	33,50	1,22	0,51	46,07	107,10
689-367а-8	27,37	37,85	0,47	0,14	43,58	109,41
689-367а-9	26,13	34,88	0,45	0,45	39,36	101,27
689-441а-1	26,70	35,52	0,25	0,09	44,45	107,01
689-441а-3	26,11	35,86	0,18	0,09	40,54	102,77
689-441а-4	26,36	35,94	0,22	0,09	43,26	105,87
689-564-3	21,79	34,01	0,00	0,00	44,20	100,00
689-564-4	21,78	33,77	0,17	0,47	43,80	100,00
689-564-5	21,90	32,81	0,00	0,74	44,54	100,00
689-564а-25	26,32	29,27	0,00	1,09	43,70	100,38
689-564а-26	25,42	31,62	0,00	0,00	46,95	103,99
689-564а-31	24,23	30,39	0,00	0,37	43,48	98,46
689-564а-32	24,31	30,83	0,00	0,00	45,76	100,89
689-637-1	24,42	31,80	0,68	0,24	39,32	96,47
689-637-2	24,79	31,88	0,53	0,18	38,60	95,98
689-637-3	24,84	32,01	0,15	0,30	37,63	94,93
689-682,2-1	24,46	39,25	0,25	0,31	48,84	113,11
689-682,2-2	24,63	38,17	0,00	0,10	46,92	109,83
689-682,2-4	22,73	37,62	0,00	0,00	50,39	110,74
689-682,2-5	23,27	37,95	0,00	0,00	49,15	110,37
689-682,2-6	23,20	37,82	0,00	0,21	46,22	107,45
689-682,2-7	23,17	37,03	0,00	0,00	45,13	105,33
689-748,5-3	23,54	38,35	0,00	0,00	47,27	109,16
689-748,5-7	21,94	36,09	0,00	0,21	41,20	99,44
689-748,5-16	21,54	34,38	0,00	0,00	43,91	99,83
689-748,5-17	21,38	33,68	0,26	0,14	44,54	100,00



а *б*



в

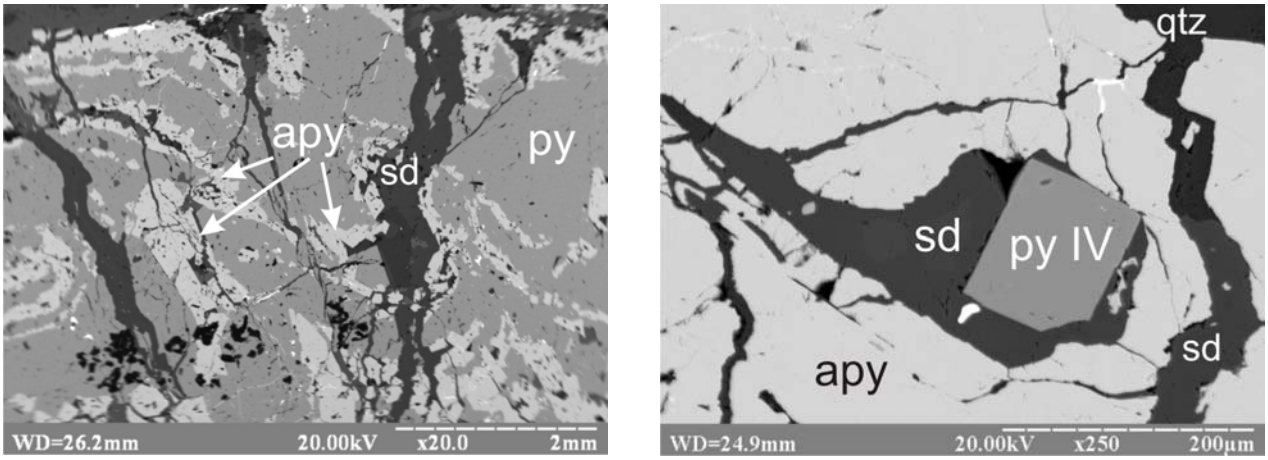
Рис. 4.2.4. Співвідношення вмісту сірки (*а*), кобальту (*б*) і нікелю (*в*) до арсену у жильному і метакристалічному арсенопіриті з Бобриківського родовища.

4.2.3. Карбонатні жильні агрегати і пов'язана з ними фосфатна мінералізація

Карбонати в жильних агрегатах Бобриківського родовища представлені двома мінеральними видами – сидеритом і анкеритом. З ними тісно пов'язана фосфатна мінералізація. Мінералогічні особливості анкериту Бобриківського родовища розглянуті у підрозділі 4.2.4.

На Бобриківському родовищі потужність прожилків, у будові яких бере участь сидерит, змінюється у широких межах – від 1-2 мм до 5-6 см (рис. 4.2.6). У тонких прожилках потужністю до 3 мм, складених сидеритом і кварцом,

кварц приурочений до частини прожилка, який перетинає прошарки пісковиків, сидерит – до глинистих сланців (рис. 4.2.6*а*). Така залежність мінерального складу жил від складу порід, які вони перетинають, спостерігається повсюдно на родовищі і свідчить про метасоматичну природу утворення кварц-сидеритових прожилків [52].



а *б*

Рис. 4.2.5. Особливості будови деформованих пірит-арсенопіритових жильних агрегатів (ЕМ, режим відбитих електронів): *а* – сигмаподібна конфігурація агрегату арсенопіриту (apy) у деформованому агрегаті піриту (py) (св. 689, гл. 564,0 м), *б* – ідіоморфний індивід піриту (py IV) в асоціації з сидеритом (sd) у тріщинуватому арсенопіриті (apy) (св. 689, гл. 564,0 м).

Сидерит утворює мономінеральні прожилки потужністю до 2 см, а також бере участь в будові деформованих пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів (сидерит-сульфідні прожилки). У мономінеральних прожилках, розміщених переважно субпаралельно до нашарування вмісних порід, сидерит представлений тичкуватими агрегатами, складеними видовженими до голчастих напівпрозорими індивідами медово-жовтого кольору (рис. 4.2.6*б*). Індивіди сидериту в межах прожилків орієнтовані під незначними кутами до поверхні росту, що відображає початкову стадію геометричного відбору. Ріст індивідів направлений в одну сторону і свідчить про синдеформаційний характер утворення. Ще одним різновидом мономінеральних прожилків

сидериту є прожилки приурочені до літологічних різновидів порід, збагачених органічною речовиною (рис. 4.2.6*в*). У цьому випадку сидерит спостерігається у вигляді паралельно-тичкуватих агрегатів, складених волокнистими непрозорими індивідами довжиною до 5 мм світло-сірого кольору. Ріст індивідів направлений від серединної лінії до зальбандів тріщини, відтісняючи уламки органічної речовини до периферії прожилка.

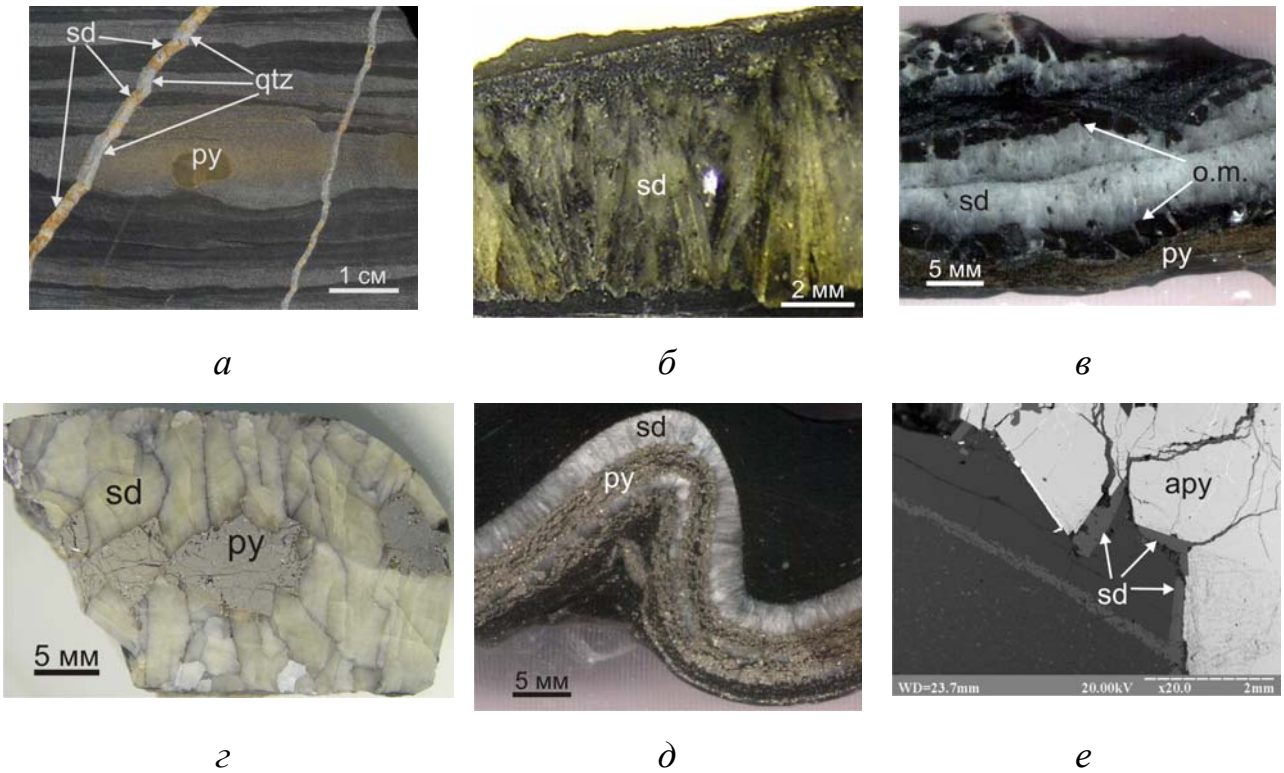


Рис. 4.2.6. Особливості будови жильних агрегатів сидериту: *а* – сидерит (sd) і кварц (qtz) приурочені до прошарків глинистого сланцю і пісковику (св. 765, гл. 166,9 м), *б* – мономінеральний тичкуватий агрегат сидериту (sd) (св. 634, гл. 349,0 м), *в* – волокнистий агрегат сидериту (sd) з уламками органічної речовини (o.m.) у зальбандових ділянках прожилка (св. 731, гл. 596,0 м), *г* – деформований агрегат піриту у тичкуватому агрегаті сидериту (sd) (py) (св. 644, гл. 874,5 м), *д* – сигмаподібний прожилок, виповнений волокнистим агрегатом сидериту (sd) і деформованим піритом (py) (св. 731, гл. 135,7 м), *е* – виділення сидериту (sd) у тінях тиску навколо агрегатів арсенопіриту (apy) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 689, гл. 564,0 м).

У сидерит-сульфідних прожилках (рис. 4.2.6*г*, *д*) сидерит займає призальбандові ділянки і представлений паралельно-тичкуватими або паралельно-волокнистими агрегатами від медово-жовтого до світло-сірого кольору, складеними індивідами довжиною 0,2-2,0 см. Сидерит утворює індукційні границі з апатитом, монацитом, ксенотимом і мусковіт-фенгітом. Участь сидериту у будові тіней тиску в зальбандових частинах пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів (рис. 4.2.6*е*) та формування сигмаподібних сидерит-сульфідних прожилків, виповнених паралельно-тичкуватим агрегатом, вказує на утворення у режимі пластичних деформацій [180] під час другої фази зминання осадової товщі. Під час формування сидерит-сульфідних прожилків відбулося перегрупування органічної речовини, формування фосфатів, мусковіт-фенгіту і порфіробластів сидериту. Пластичні деформації, які супроводжуються утворенням сидериту і фосфатів, виразно проявлені в індивідах багатьох пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатів агрегатів. Прояви пластичної деформації у піриті, виявлені структурним травленням, представлені субшаруватою текстурою, яка складена ланцюжками овальних і лінзоподібних зерен піриту. Зміщення ланцюжків один відносно одного складає перші мікрометри. Загальне зміщення у межах кристалів піриту – 1-3 мм.

Головними ізоморфними домішками у сидериті з жильних агрегатів є MgO і MnO, вмісти яких коливаються в межах 0,05-19,84 і 0,05-11,71 ваг.% відповідно (табл. 4.8). У сидериті головні ізоморфні заміщення відбуваються між парами катіонів $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ та $Fe^{2+} \leftrightarrow Mn^{2+}$ [29].

Порівняння хімічного складу сидериту жильних агрегатів і порфіробластів сидериту засвідчило, що основна маса порфіробластів сидериту має вужчий інтервал значень вмісту MgO (5-18 ваг.%), ніж сидерит з жильних агрегатів (рис. 4.2.7*а*). За вмістом MnO порфіробласти і жильний сидерит також відрізняються: порфіробласти сидериту містять незначну кількість MnO (переважно до 4 ат.%), в той час як для сидериту з жильних агрегатів властиві

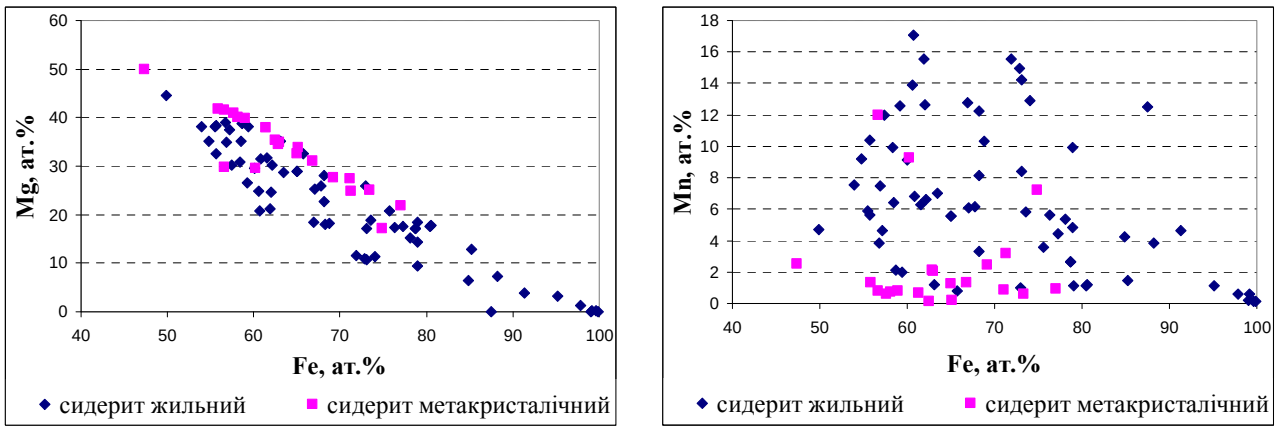
значні варіації вмісту MnO (до 18 ат.%) (рис. 4.2.7*б*). Зроблено висновок про те, що нижча активність Mn^{2+} і Fe^{2+} у флюїді, рівноважному з осадовими породами, порівняно з активністю цих компонентів у флюїді, який рухався по тріщинах, вказує на те, що джерелом Mg^{2+} були вмісні породи, в той час як Mn^{2+} і Fe^{2+} привносилися розчином.

Таблиця 4.8.

Хімічний склад сидериту з жильних утворень Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	MgO	CaO	MnO	FeO	Сума
2Т-94(2)-11	-	-	5,5	38,97	44,47
634-221-1	8,22	0,87	0,88	62,76	72,73
634-221-2	19,84	0,32	6,94	50,12	77,22
634-221-4	12,73	0,31	4,44	44,22	61,7
634-221-5	6,61	0,45	0,75	54,02	61,83
634-221-6	15,19	0,35	3,29	41,22	60,05
634-221-10	13,31	0,49	0,55	47,75	62,1
634-303-1	-	0,34	0,13	61,38	61,85
634-303-2	4,16	0,21	0,85	49,35	54,57
634-303-3	5,85	0,18	0,67	47,03	53,73
634-585-10	8,93	0,77	3,8	42,29	55,79
634-839-2	7,84	0,04	2,39	51,15	61,42
634-839-3	4,23	0,54	3,89	91,34	100
634-839-5	4,86	0,95	2,88	47,91	56,6
634-864-12	0,43	0,16	0,36	60,34	61,29
634-864-13	6,32	0,73	7,57	42,72	57,34
634-864-16	6,16	0,92	7,55	40,05	54,68
634-864-17	1,3	0,04	2,7	53,91	57,95
634-946-7	6,05	0,62	5,18	45,83	57,68
634-1183-2	6,26	1,21	6,23	41,97	55,67
644-460-1	15,98	0,29	2,77	41,58	60,62
644-460-2	12,95	0,77	7,29	39,51	60,52
644-495-9	11,81	0,32	4	47,33	63,46
644-700-2	14,46	0,49	6,68	40,27	61,9
644-700-3	11,12	0,42	4,77	43,71	60,02
644-700-5	12	0,46	4,58	41,3	58,34
644-700-6	13,56	0,41	5,11	39,42	58,5

644-792-9	8,68	0,58	5,48	46,65	61,39
644-792-10	10,07	0,07	4,22	46,96	61,32
644-792-11	11,91	0,59	4,61	43,74	60,85
644-792-15	11,86	0,45	6,72	40,02	59,05
644-792-16	9,34	0,38	9,2	40,66	59,58
644-792-20	12,83	-	4,12	38,17	55,12
644-993-3	9,5	0,35	8,57	42,58	61
644-993-5	15,56	0,23	4,02	40,38	60,19
644-993-9	11,81	0,32	4	47,33	63,46
689-748,5-11	10,87	0,28	2,26	47,2	60,61
689-748,5-12	14,39	0,36	0,84	46,14	61,73
689-807-8	6,33	0,85	3,44	44,10	54,72
689-807-12	5,57	0,28	3,18	43,59	52,63
689-807-23	7,66	-	0,52	38,34	46,52
730-687-17	14,83	0,23	1,36	41,09	57,51
730-687-18	15,36	0,29	1,47	41,56	58,68
730-687-19	10,32	0,86	8,61	41,03	60,82
730-687-21	18,21	0,5	3,36	36,41	58,48
730-687-23	11,89	0,19	8,3	40,29	60,67
730-687-24	14,94	0,19	4,06	38,67	57,86
730-687-25	11,35	0,72	6,17	41,23	59,47
731-213-5	5,89	0,34	2,62	46,23	55,07
731-1068-2	3,68	0,9	6,83	54,95	66,36
731-1068-3	5,9	0,7	3,64	53,78	64,02
731-1068-4	6,28	0,74	1,72	51,41	60,15
731-1068-6	6,21	0,75	1,7	50,98	59,64
731-1068-7	4,66	0,62	11,1	52,11	68,49
731-1068-8	8,23	0,7	10,6	42,69	62,22
731-1068-11	4,24	1,07	9,85	51,32	66,48
731-1068-13	4,34	0,68	10,41	51,33	66,76
731-1068-14	8,06	0,79	11,71	42,15	62,71
731-1068б-1	2,3	2,18	2,62	53,53	60,63
731-1068б-2	0,06	0,03	0,08	62,45	62,62
731-1068б-3	1,1	0,27	0,71	59,2	61,28
731-1068б-4	4,05	0,91	8,15	47,53	60,64
731-1068б-7	0,05	0,01	0,26	46,06	46,38
731-1068б-8	-	-	0,05	47,18	47,23



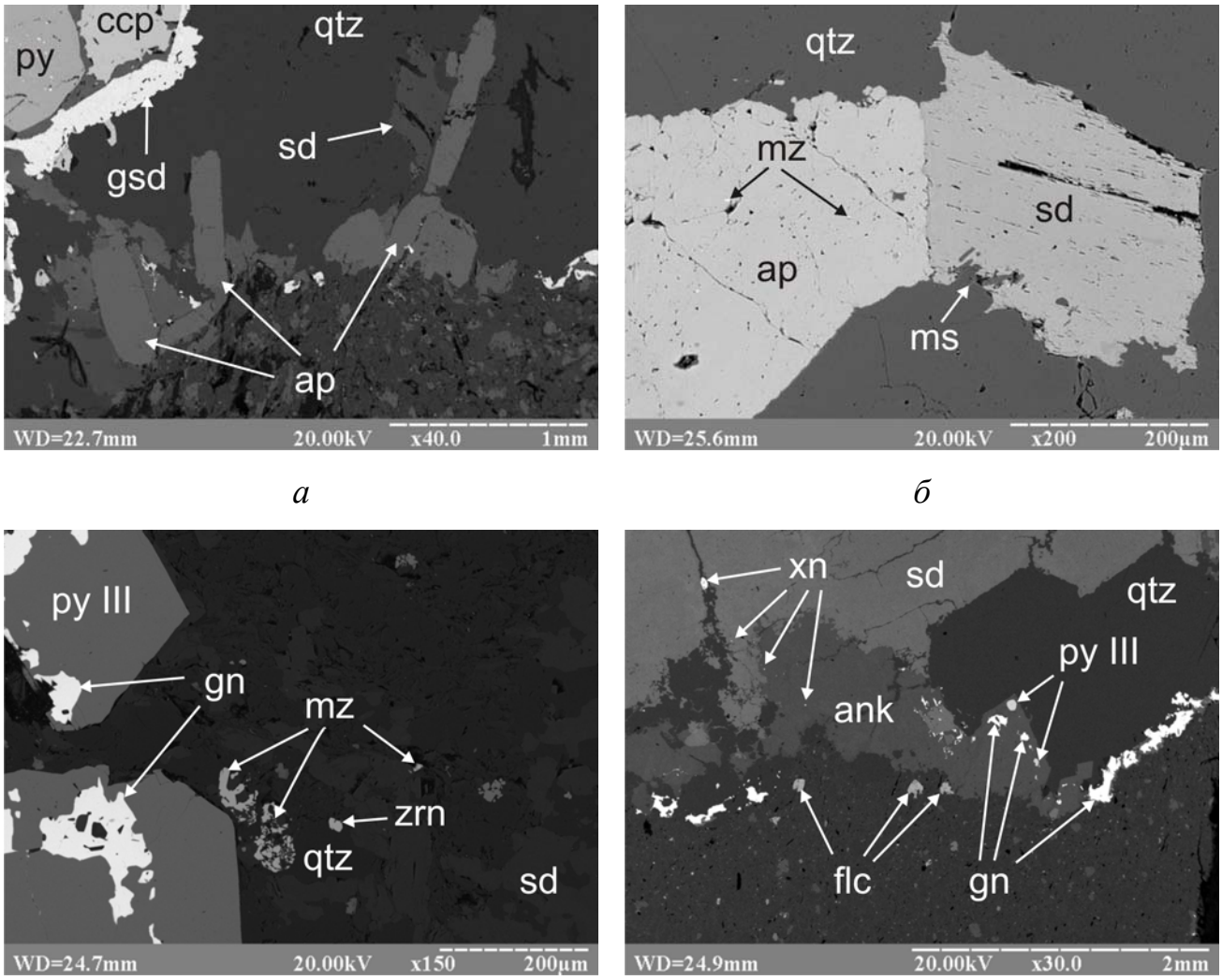
а *б*

Рис. 4.2.7. Співвідношення вмісту магнію (*а*) і марганцю (*б*) до заліза у жильному і метакристалічному сидериті з Бобриківського родовища.

Фосфати на Бобриківському родовищі представлені апатитом $Ca_5(OH,F,Cl)_2[PO_4]_3$, монацитом $(Ce,La,Nd)[PO_4]$, ксенотимом $(Y,Yb,Ho)[PO_4]$ і флоренситом $(Ce,La)Al_3[PO_4]_2(OH)_6$, які зустрічаються у вмісних породах поблизу рудних прожилків і в мінеральних агрегатах виповнення жил. У вмісних породах фосфати спостерігаються у вигляді порфіробластів, механізм утворення яких описаний у розділі 4.1.3.

Апатит переважно приурочений до зальбандів жил і прожилків, де представлений індивідами довжиною до 5 мм (рис. 4.2.8*а*), орієнтованих майже ортогонально до зальбандів. Між сидеритом і апатитом у складі жильних мінеральних агрегатів спостерігається індукційна границя (рис. 4.2.8*б*). В апатиті спостерігаються сингенні включення монациту розміром до 1,5 мкм.

Монацит спостерігається переважно у вмісній породі неподалік рудних прожилків, утворюючи пойкілітоподібні виділення неправильної або округлої форми розміром до 100 мкм (рис. 4.2.8*в*), а також у вигляді одиничних сингенних включень розміром до 1,5 мкм у апатиті з жильних мінеральних агрегатів. У зростках з монацитом зустрічається Th-вмісна фаза (торіаніт або торит) розміром до 1,5 мкм.



а *б*

в *г*

Рис. 4.2.8. Особливості знаходження фосфатів у прожилках Бобриківського родовища (ЕМ, режим відбитих електронів): *а* – видовжені індивіди апатиту (ap) у зальбандовій частині прожилка (св. 634, гл. 407,0 м), *б* – індукційна границя між сидеритом (sd) і апатитом (ap) (св. 644, гл. 792,0 м), *в* – виділення монациту (mz) і циркону (zn) у вмісній породі поблизу прожилка (св. 644, гл. 495,0 м), *г* – приуроченість ксенотиму (xn) і флоренситу (flc) до різних частин прожилка (св. 644, гл. 950,0 м).

Флоренсит тяжіє переважно до тих ділянок вмісної породи, які тісно прилягають до прожилків та жил, де флоренсит утворює порфіробласти розміром до 150 мкм (рис. 4.2.8*г*). Просторово флоренсит асоціює з сидеритом.

Флоренсит містить протовключення циркону, кіноварі розміром до 5 мкм і сингенні включення апатиту розміром до 20 мкм.

Ксенотим у вмісній породі зустрічається безпосередньо близько до рудних прожилків, часто відстань не перевищує 500 мкм. У складі рудних прожилків ксенотим присутній у сидериті у вигляді сингенних включень. Спостерігаються також виділення ксенотиму в анкериті, галеніті й кварці (див. рис. 4.2.8*г*), що пов'язано зі стійкістю ксенотиму під час почергового заміщення у ряді сидерит → анкерит → кварц у процесі гідротермального мінералотворення. Ксенотим у ході такого заміщення не розчиняється, а залишається в утворених пізніше мінералах жил.

Результати дослідження хімічного складу фосфатів мікрозондовим аналізом (табл. 4.9) показали, що монацит і ксенотим Бобриківського родовища мають незначний вміст UO_2 (до 3,5 ваг. % і 2,5 ваг. % відповідно), що може вказувати на їхнє гідротермальне походження [153]. Крім того монацит не містить ThO_2, що свідчить про низьку активність Th^{4+} порівняно з активністю легких $РЗЕ^{3+}$ під час формування монациту у гідротермальному процесі.

Нормований до складу верхньої кори (World Shale Average) розподіл РЗЕ у фосфатах Бобриківського родовища засвідчив, що апатит концентрує вибірково Pr, Eu, Tb, Dy (рис. 4.2.9*а*). Монацит і флоренсит містять високі концентрації Eu і Tb та майже не містять важчих від Tb $РЗЕ^{3+}$ (рис. 4.2.9*б*, *в*). Ксенотим головно концентрує елементи ітрієвої групи і майже не концентрує елементи церієвої групи (рис. 4.2.9*г*).

Висновки:

1. Відклади потужної товщі вуглецьвмісних порід, до якої приурочене золото-поліметалеве зруденіння Бобриківського родовища, зіставні з породами, які вміщують зруденіння сухолозького типу. В обох випадках відмічається значна кількість сингенетичних виділень піриту і залізо-магнезіальних карбонатів, невисокий вміст кремнекислоти, переважання калію над натрієм у слюді.

2. Формування метакристалічної і прожилкоподібної мінералізації піриту, арсенопіриту і вкрапленої мінералізації сидериту і фосфатів відображає синдеформаційний характер утворення під час метаморфічного перетворення осадової товщі в межах Бобриківського родовища.

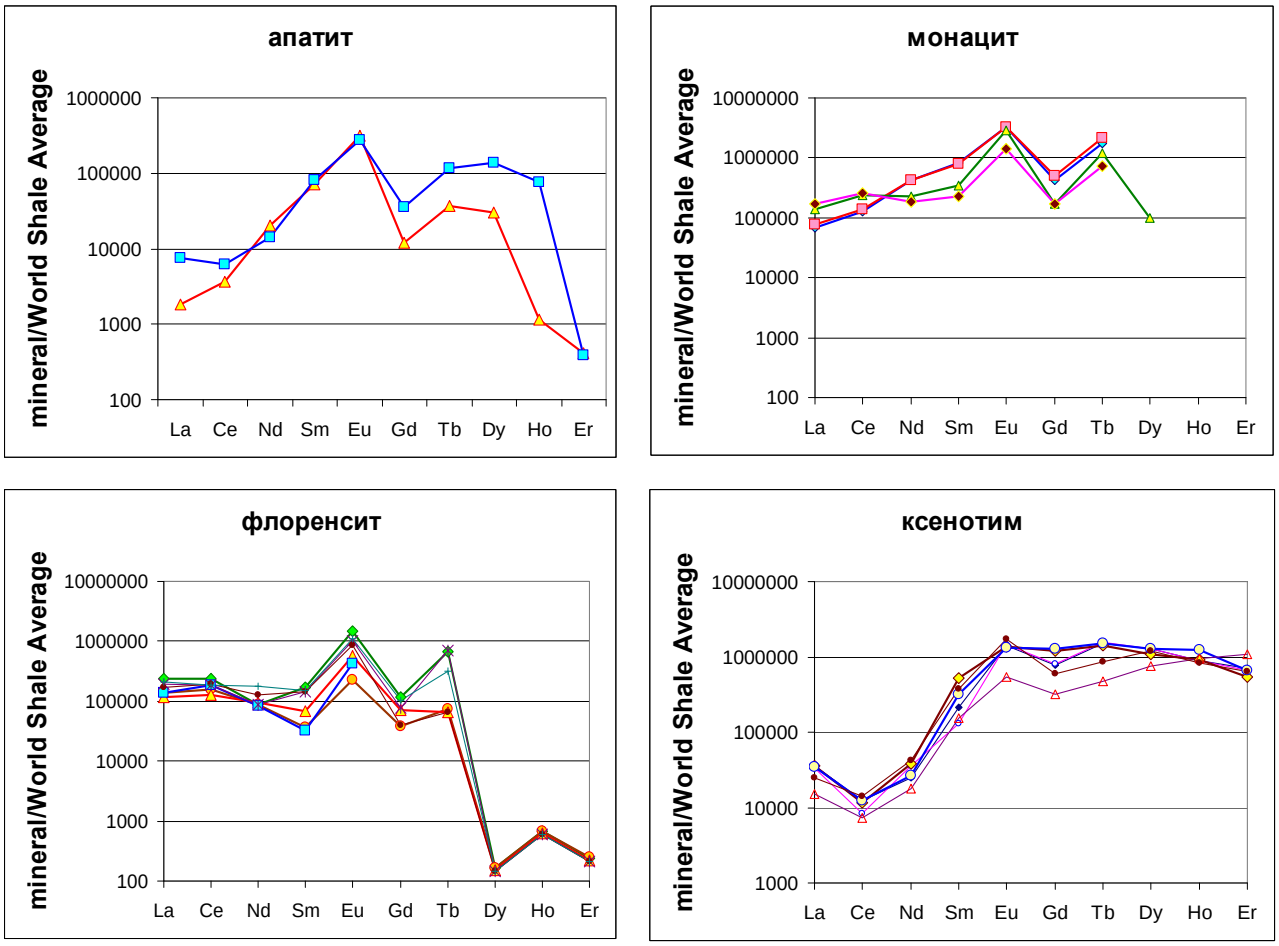


Рис. 4.2.9. Розподіл рідкісноземельних елементів, нормованих до верхньої кори, у фосфатах Бобриківського родовища. Нормування здійснено за [208].

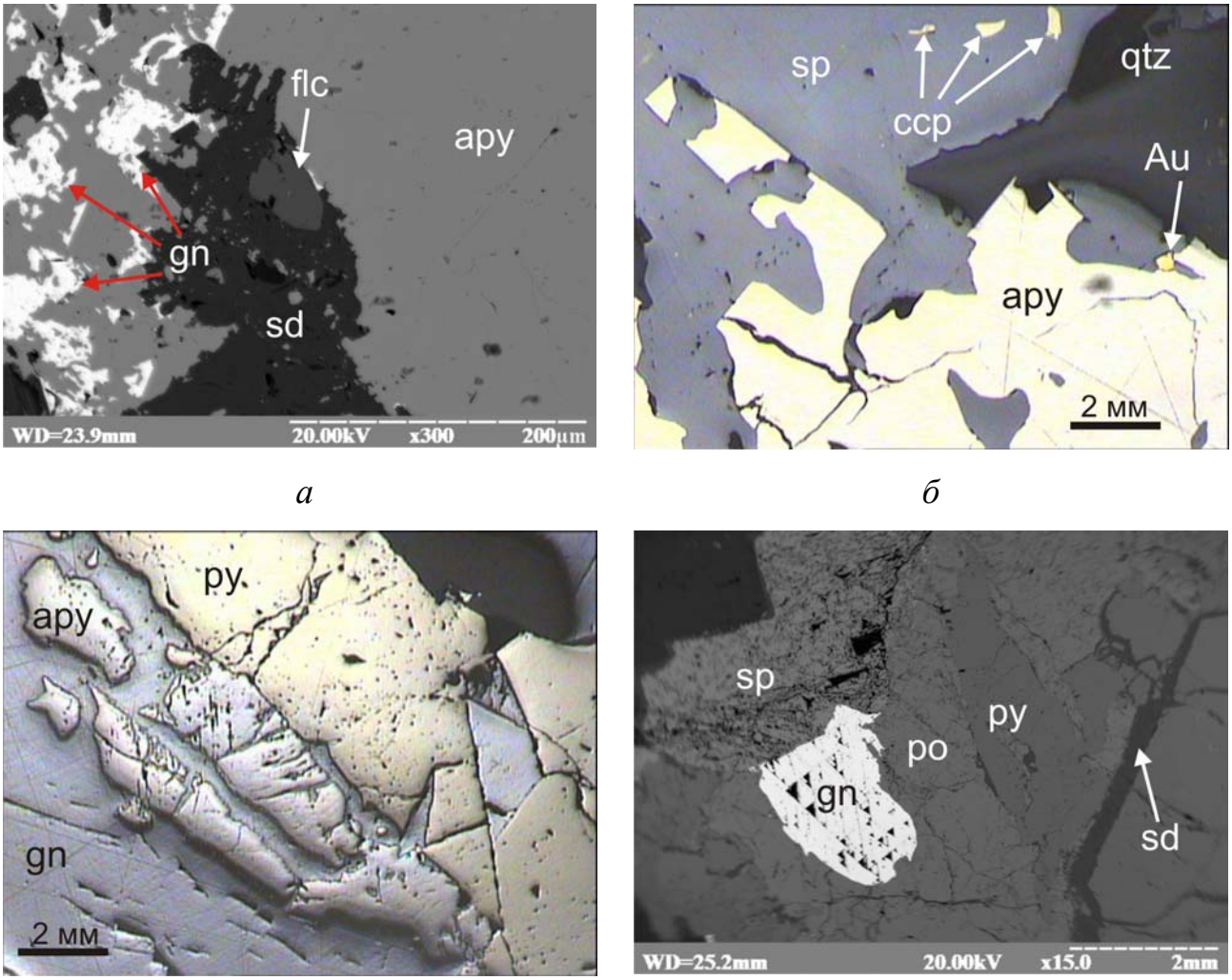
Таблиця 4.9.

Хімічний склад фосфатів Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг.%

№ проби	Al_2O_3	P_2O_5	CaO	SrO	Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	UO_2	Сума
634/407-1	-	42,11	51,23	3,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	96,55
634/407-3	-	45,61	42,49	5,50	-	0,04	0,17	0,42	0,30	0,28	-	-	0,09	-	-	2,03	101,03
634/407-4	-	46,47	44,01	5,65	-	0,18	0,30	0,32	0,36	0,26	0,13	-	0,44	0,06	-	2,31	100,65
634/407-5	-	30,32	1,07	5,12	-	10,08	30,54	10,08	2,46	3,23	1,49	-	-	-	-	2,74	89,27
644/495-7	-	26,19	0,93	-	-	4,45	15,84	22,92	8,27	7,33	4,36	3,58	-	-	-	2,25	96,12
644/495-8	-	25,85	1,18	-	-	4,16	15,71	23,63	9,12	7,61	3,89	3,09	-	-	-	1,88	96,14
644/942-3	-	25,85	4,30	-	-	9,46	33,21	14,35	1,62	7,70	1,83	2,46	0,92	-	-	-	101,70
730/490-11	-	25,55	-	-	-	8,46	36,64	15,63	6,18	0,44	-	-	-	-	-	-	92,90
644/792-19	33,60	37,67	0,84	-	-	-	19,46	8,22	-	-	-	-	-	-	-	-	99,79
644/950-1	18,29	32,44	1,43	-	-	11,07	22,59	3,73	1,38	2,66	0,80	0,92	-	-	-	2,70	98,01
644/950-2	20,47	31,48	1,43	-	0,47	9,25	17,87	3,69	1,18	1,90	-	0,97	-	-	-	0,49	89,21
644/950-9	43,53	24,43	0,26	-	-	-	18,75	6,31	-	-	-	-	-	-	-	1,74	95,03
644/950-10	32,32	17,02	1,16	6,08	-	7,94	14,78	3,70	0,29	1,20	1,02	0,62	-	-	-	2,00	88,13
644/950-11	34,48	32,00	1,03	4,09	-	8,66	16,19	3,50	0,26	0,24	-	-	-	-	-	0,93	101,38
644/950-12	32,39	31,23	1,08	5,19	-	6,40	14,74	3,71	0,29	0,40	-	-	-	-	-	1,46	96,89
644/950-13	34,06	30,56	0,50	3,26	-	7,35	19,77	3,98	0,30	0,86	-	-	-	-	-	1,03	101,67
644/950-14	48,01	26,93	0,48	5,31	-	4,54	10,11	3,48	0,33	0,80	0,23	0,06	-	-	-	1,24	101,52
644/495-5	-	48,53	1,17	-	19,12	1,36	0,90	1,37	3,59	2,03	6,94	1,60	5,39	1,11	1,88	2,32	97,32
644/495-6	-	51,27	-	-	21,01	-	-	-	2,29	-	7,97	1,80	6,81	1,59	2,35	-	95,09
644/792-4	-	54,72	0,46	-	26,18	-	-	-	-	2,71	3,64	1,03	6,33	-	2,29	-	97,36
644/792-18	-	55,67	-	-	21,05	-	-	-	-	-	1,81	-	3,68	-	3,56	-	85,77
644/950-3	-	52,34	1,00	-	21,34	1,35	0,93	0,84	1,44	2,04	4,37	1,68	6,24	1,07	2,35	1,65	98,63
644/950-4	-	53,16	1,89	-	23,16	1,34	0,66	1,30	0,92	2,24	4,77	1,80	6,52	1,13	2,35	1,79	103,05

4.2.4. Кварц-сульфідні жильні агрегати

Етап крихких деформацій карбонатних жил на Бобриківському родовищі фіксується формуванням кварц-полісульфідних жильних агрегатів, які самостійно майже не зустрічаються, проте беруть участь у будові деформованих сидерит-сульфідних агрегатів.



а *б*

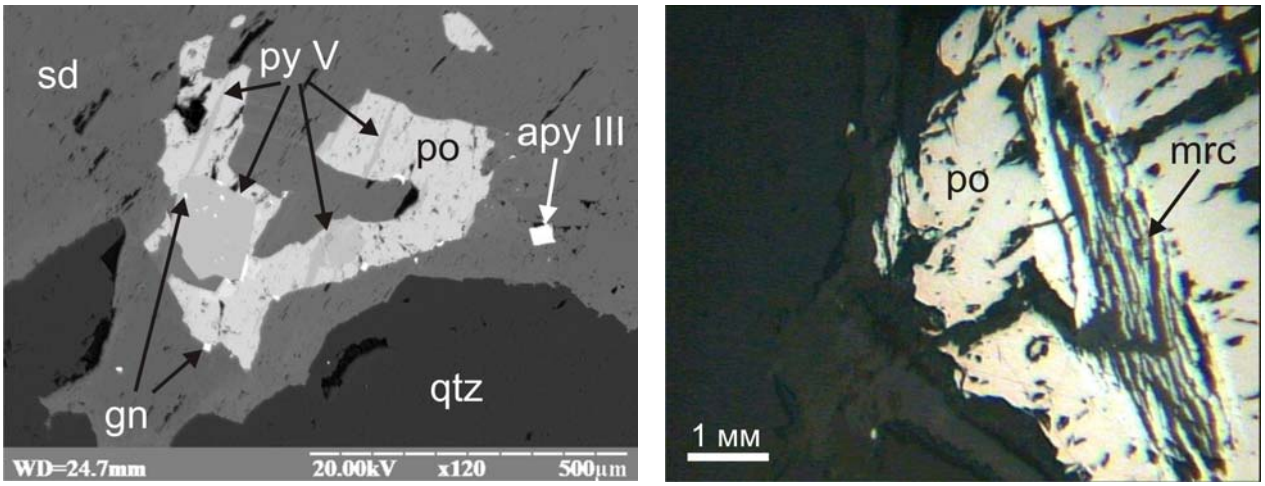
в *г*

Рис. 4.2.10. Особливості будови кварц-сульфідних жильних агрегатів: *а* – заміщення сидериту (sd) галенітом (gn) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 689, гл. 441,0 м), *б* – сфалерит (sp) кородує арсенопірит (apy) (св. 731, гл. 509,0 м), *в* – корозійна границя між галенітом (gn) і арсенопіритом (apy) (св. 644, гл. 215,0 м), *г* – індукційні границі між піротином (po), сфалеритом (sp) і галенітом (gn) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 731, гл. 1068,0 м).

У деформованих сидерит-сульфідних агрегатах формування агрегату піротин-сфалерит-галеніт-анкерит супроводжується інтенсивним заміщенням сидериту анкеритом і галенітом (рис. 4.2.10*а*) та розчиненням піриту й арсенопіриту (рис. 4.2.10*б, в*). Між піротином, сфалеритом, галенітом і анкеритом спостерігаються індукційні границі, що свідчить про їхнє одночасне утворення (рис. 4.2.10*г*).

Піротин у кварц-карбонат-сульфідних жильних агрегатах на Бобриківському родовищі спостерігається у вигляді алотріоморфних виділень у асоціації з галенітом і сфалеритом. Границі галеніт-піротин і сфалерит-піротин є індукційними. Одночасно з піротином спостерігаються ідіоморфні індивіди піриту, розмір яких не перевищує 1 мм, з сингенними включеннями галеніту розміром до 10 мкм (рис. 4.2.11*а*). Крім того у асоціації з піротином відмічені ламелеподібні виділення піриту довжиною до 300 мкм з малопомітною зональністю, зумовленою варіаціями вмісту Cu. Подібні ламелеподібні виділення піриту спостерігаються також у зростках з марказитом, які утворюються внаслідок процесу дисульфідизації (рис. 4.2.11*б*).

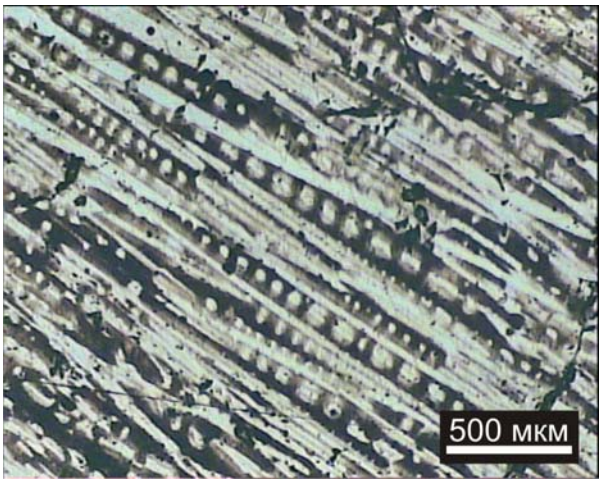
Методом магнітної порошкографії встановлено частку клінопіротину в агрегатах піротину на Бобриківському родовищі, яка становить близько 40 %. Моноклінний піротин утворює ламелі в гексагональному піротині (рис. 4.2.12*а*), а на деяких ділянках поверхні полірованого шліфа майже повністю заміщує гексапіротин (рис. 4.2.12*б*). Розвиток моноклінного піротину значною мірою приурочений до формування структур дисульфідизації (рис. 4.2.12*в*). До того ж утворення двійників гексагонального піротину (рис. 4.2.12*г*), ймовірно, передувало формуванню моноклінного піротину.

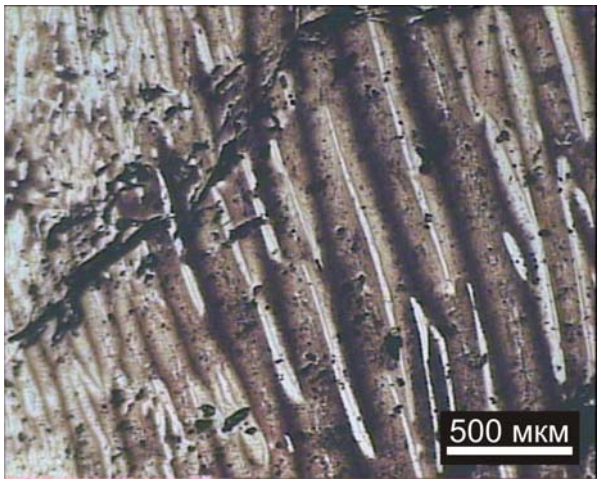


а *б*

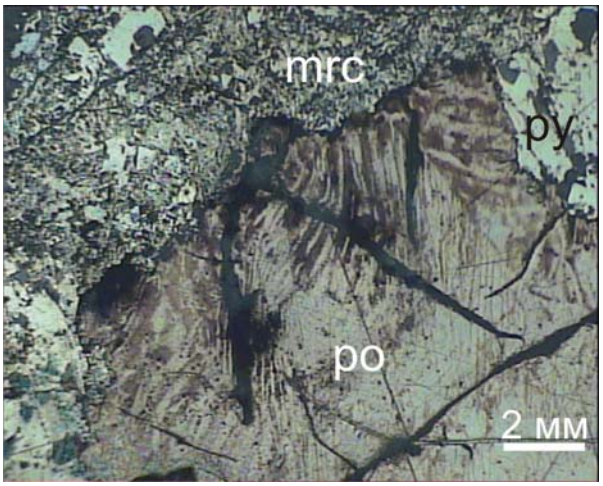
Рис. 4.2.11. Особливості будови жильних мінеральних агрегатів Бобриківського родовища за участі піротину: *а* – одночасне утворення піриту (py V) і піротину (po) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 1183,0 м), *б* – початкова стадія заміщення піротину (po) зростками піриту й марказиту (mrc) у процесі дисульфідизації (св. 689, 562,0 м).

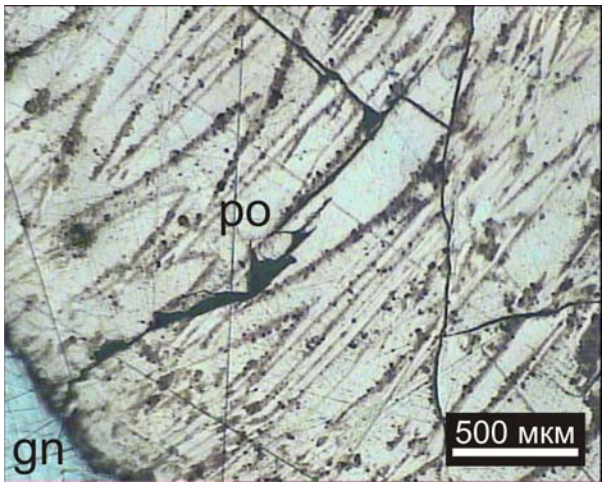
Сфалерит доволі поширений мінерал на Бобриківському родовищі і переважно утворює алотріоморфні виділення темно-бурого до коричневого кольору у складі деформованих пірит-арсенопіритових мінеральних агрегатів, виповнюючи в них системи тріщин, утворені внаслідок крихкої деформації (рис. 4.2.13*а*). Сфалерит утворює індукційні границі з галенітом, піротином і корозійні границі з піритом і арсенопіритом (рис. 4.2.13*б*), доволі рідко у невеликих за розміром виділеннях сфалериту спостерігаються включення слюди (рис. 4.2.13*в*). Співвідношення між сфалеритом і галенітом вказує на те, що кристалізація сфалериту почалась дещо раніше, ніж кристалізація галеніту. Сфалерит містить виділення халькопіриту розміром до 100 мкм у вигляді емульсійної вкрапленості, яка в деяких ділянках проявлена доволі інтенсивно (рис. 4.2.13*г*). Раніше емульсійну вкрапленість халькопіриту (ЕВХ) у сфалериті вважали структурами розпаду твердих розчинів [99]. Проте П. Бартоном [107] доведено, що ЕВХ у сфалериті є епігенетичним явищем, накладеним на сфалерит.





а *б*





в *г*

Рис. 4.2.12. Структури моноклінізації гексагонального піротину на Бобриківському родовищі, виявлені методом магнітної порошкографії (св. 634, гл. 839,0 м): *а* – утворення ламелей та ф’ям клінопіротину в гексапіротині, *б* – повне заміщення гексагонального піротину моноклінним піротином, *в* – інтенсивна моноклінізація гексапіротину поблизу структур дисульфідизації, *г* – моноклінізація двійників гексапіротину.

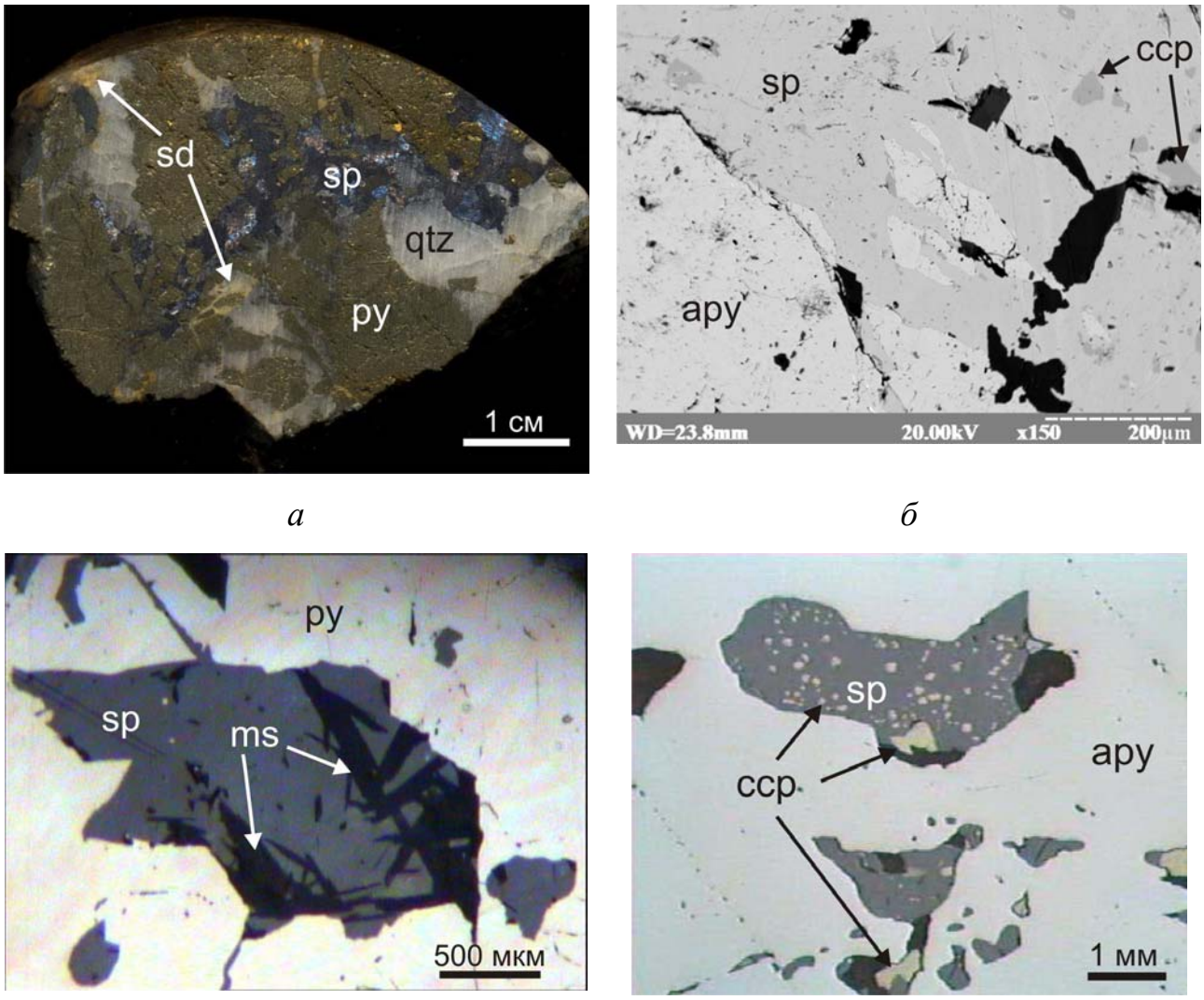
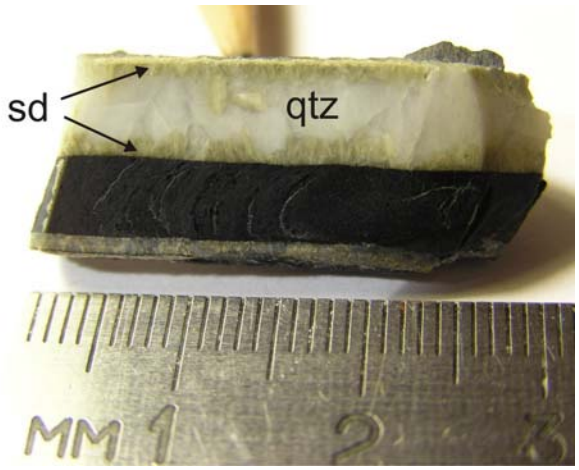


Рис. 4.2.13. Особливості будови мінеральних агрегатів жил Бобриківського родовища за участі сфалериту: *а* – алотріоморфні виділення сфалериту (sp) в асоціації з кварцом (qtz) у деформованому агрегаті, складеному піритом (py) і сидеритом (sd) (св. 644, гл. 215,0 м), *б* – релікти арсенопіриту (apy) та емульсійні включення халькопіриту (ccp) у сфалериті (sp) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 689, гл. 367,0 м), *в* – включення слюди (ms) у сфалериті (sp) (св. 689, гл. 748,5 м), *г* – емульсійні включення халькопіриту (ccp) у сфалериті (sp) (св. 689, гл. 562,0 м).

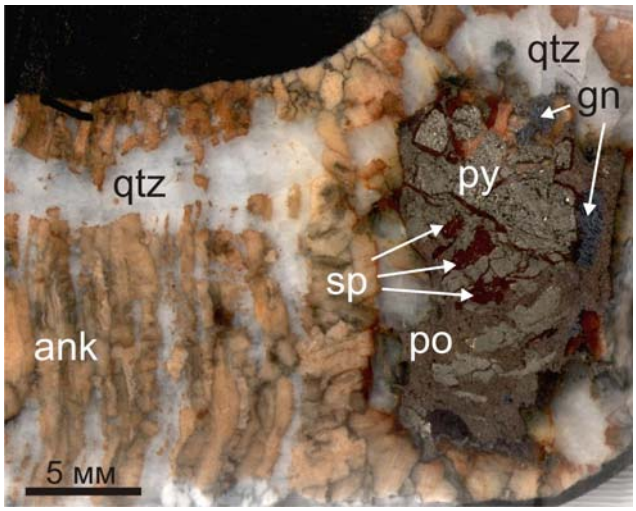
Галеніт у жильних утвореннях Бобриківського родовища утворює виділення неправильної форми, які виповнюють інтерстиції та тріщини в деформованих сидерит-сульфідних мінеральних агрегатах. Крім того галеніт

спостерігається у вигляді епігенетичних включень у піриті. За допомогою оптичної мікроскопії встановлено дві генерації галеніту у будові кварц-карбонат-сульфідних мінеральних агрегатів. Галеніт першої генерації утворює індукційні границі з піротином, сфалеритом, анкеритом і складає основну частку галеніту у жильних агрегатах Бобриківського родовища. Галеніт другої генерації спостерігається в асоціації з халькопіритом, герсдорфітом, арсенистим піритом і самородним золотом (підрозділ 4.2.5).

Кварц у кварц-сидеритових прожилках найчастіше займає центральну частину, а сидерит – призальбандові ділянки (рис. 4.2.14*а*). У кварц-сульфідних жилах сульфіди переважно приурочені до центральної частини жил (рис. 4.2.14*б*), а кварц цементує деформовані агрегати сидериту. Переважно кварц у жильних утвореннях молочного кольору, напівпрозорий, іноді тичкуватий. У будові кварц-анкерит-сульфідних жил зустрічаються темно-сірі тичкуваті агрегати кварцу, забарвлення яких зумовлено включеннями органічної речовини, яка у вигляді тонкої присипки приурочена до окремих зон росту індивідів кварцу.



а

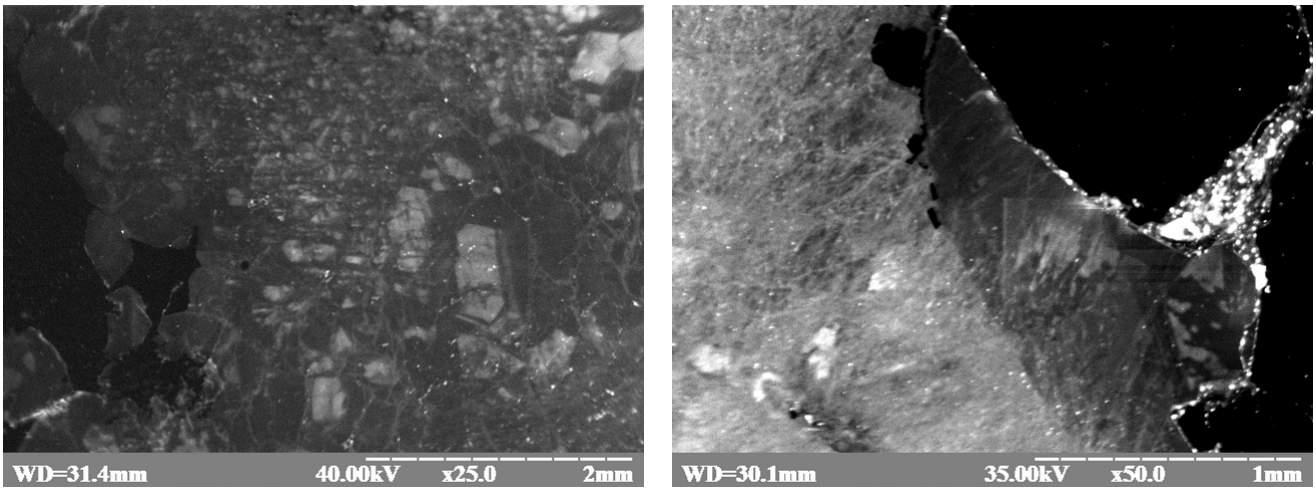


б

Рис. 4.2.14. Позиція кварцу у жильних мінеральних агрегатах Бобриківського родовища: *а* – прожилок симетричної будови, складений кварцом (qtz) і сидеритом (sd) (св. 634, гл. 354,0 м), *б* – заміщення кварц-сульфідним агрегатом прожилку, складеного тичкуватим анкеритом (ank) (св. 731, гл. 1068,0 м).

Катодолюмінесцентним імідж-аналізом (SEM CL) виявлено неоднорідну будову жильних агрегатів кварцу (рис. 4.2.15), на основі чого виділено дві генерації кварцу. Перша генерація представлена нерівномірнозернистим агрегатом, утвореним під час формування кварц-полісульфідних агрегатів, і складає основну частку кварцу у кварц-карбонат-сульфідних прожилках Бобриківського родовища. Індивідам кварцу властива зональність – у центральних зонах індивідів проявляється яскраве катодолюмінесцентне світіння, а в периферійних ростових зонах індивідів катодолюмінесценція проявлена у вигляді тонкої зональності або відсутня, що свідчить про зональний розподіл концентрацій елементів-домішок під час росту індивідів (рис. 4.2.15*а*). Такий кварц асоціює зі сфалеритом, піротином і піритом. Під час наступного етапу деформації агрегати кварцу перекристалізовуються і зональність зникає, індивіди набувають мозаїчної будови. У агрегатах деформованого кварцу, у тінях тиску навколо індивідів піриту або арсенопіриту утворюється друга генерація кварцу, у якої катодолюмінесцентне світіння слабо проявлене (рис. 4.2.15*б*). У фронтальних частинах зон розвитку кварцу другої генерації спостерігаються виділення самородного золота.

Катодолюмінесценція у кварці спричинена центрами світіння, якими можуть бути точкові дефекти кристалічної гратки, пов’язані з входженням у структуру сторонніх іонів [137]. У кварці головні ізоморфні заміщення відбуваються за схемою $Si^{4+} \leftrightarrow Al^{3+}$, Ga^{3+}, Fe^{3+}, Ge^{4+}, Ti^{4+} або P^{5+}. Необхідність компенсації електричного заряду вимагає одночасного входження у структуру кварцу таких елементів як H^+, Li^+, Na^+, K^+, Cu^+, Ag^+ [137]. Найчастіше катодолюмінесценція кварцу викликана центрами, які містять атоми Al^{3+}, Fe^{3+}, Ge^{4+}, Ti^{4+}, де компенсаторами заряду є H^+, Li^+, Na^+ [137].



а *б*

Рис. 4.2.15. Катодолюмінесцентне зображення кварцу з жильних агрегатів Бобриківського родовища (SEM CL): *а* – деформований (зліва) і зональний (справа) агрегати кварцу першої генерації (св. 634, гл. 1183,0 м), *б* – розвиток кварцу другої генерації (справа) у тінях тиску навколо індивідів піриту у матриці деформованого агрегату кварцу першої генерації (зліва). Помітно відштовхування мікроуламків піриту у фронті росту перекристалізованого кварцу (св. 644, гл. 712,0 м).

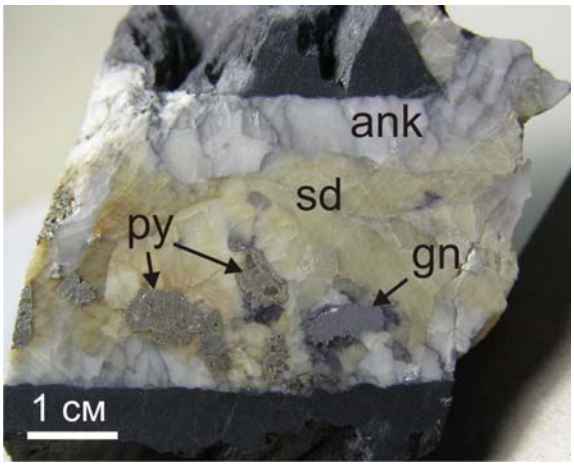
Входження домішкових елементів у структуру кристалічної гратки мінералу контролюється коефіцієнтом фракціонування [13]. Основні фактори, які приводять до нерівномірного розподілу компонентів під час кристалізації – повільна дифузія до поверхні кристалу, кінетичний “відбір” частинок на поверхні, відмінність термодинамічних властивостей поверхні та об’єму кристалу [93]. За дифузійного механізму росту швидкість росту зерна визначається швидкістю дифузії в системі. Якщо низька швидкість масопереносу приводить до голодування грані, поверхня кристалу може захоплювати всю речовину, яка постачається завдяки дифузії [13]. Оскільки ширина дифузійної зони невелика, дифузійні процеси здатні спричинити формування зонального розподілу компонентів лише у зонах шириною близько сотні мікрометрів.

Таким чином, катодолюмінесценція жильного кварцу Бобриківського родовища свідчить про зменшення домішок у системі кристалізації під час росту індивідів. Наймолодшим зонам індивідів кварцу першої і другої генерацій властиве найменш активне катодолюмінесцентне світіння. Те, що саме ранні зони індивідів збагачені домішковими елементами, свідчить про початок кристалізації кварцу у закритій системі, звідки компоненти не вилучались. На початкових стадіях свого росту індивіди кварцу були вимушені захоплювати домішки, які утримувались у середовищі. Завершальна стадія росту індивідів кварцу першої генерації і утворення кварцу другої генерації відбувались в умовно відкритих системах з надходженням нових компонентів.

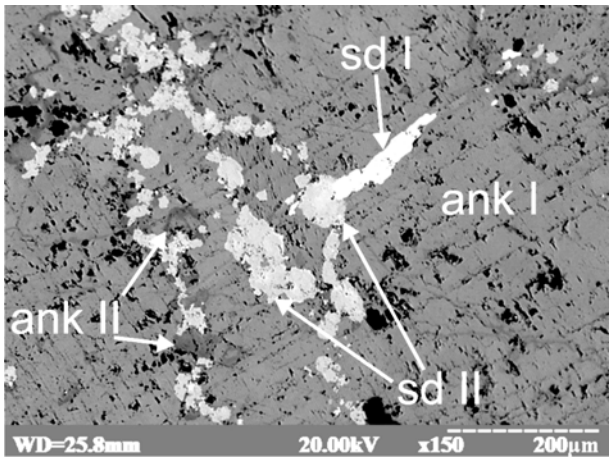
Анкерит у жильних утвореннях Бобриківського родовища бере участь у будові деформованих сидерит-сульфідних жильних агрегатів, де внаслідок окиснення поверхні косих зрізів його індивіди набувають охристого забарвлення. Нерідко прожилки за участі анкериту мають симетрично-зональну будову, у яких деформовані сидерит-сульфідні агрегати займають центральну частину прожилка, а тичкуватий агрегат анкериту – зальбандові (периферійні) (рис. 4.2.16*а*).

Мікрозондовим рентгеноспектральним аналізом досліджено хімічний склад анкериту і встановлено, що основною домішкою у ньому є MnO до 10 ваг.% (табл. 4.10).

Анкерит належить до структурної групи доломіту і розподіл Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+} і Mn^{2+} у кристалічні гратці анкериту відбувається між двома різними позиціями A і B, і цей розподіл неоднаковий [29, 187]. У позицію A входить Ca^{2+}, у позицію B – Mg^{2+}, Fe^{2+} і Mn^{2+}. До структурної групи доломіту крім анкериту [$Ca(Fe,Mg)(CO_3)_2$] входять залізистий доломіт (доломіт, у якому 20% Mg^{2+} заміщено на Fe^{2+}) і кутнагорит [$CaMn(CO_3)_2$]. Головні ізоморфні заміщення у кристалічних гратках кальцитової і доломітової структурних груп відбуваються між парами $Ca^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+}$, $Ca^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ і $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ [187].



а



б

Рис. 4.2.16. Особливості будови жильних агрегатів Бобриківського родовища за участі анкериту: *а* – жильний агрегат симетрично-зональної будови складений анкеритом (ank), галенітом (gn) і деформованими сидеритом (sd) і піритом (py) (св. 644, гл. 950,0 м), *б* – різновікові виділення сидериту (sd) і анкериту (ank) у жильному агрегаті (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 731, гл. 1068,0 м).

За особливостями хімічного складу виділено дві генерації анкериту у жильних агрегатах Бобриківського родовища. Основна маса анкериту представлена анкеритом першої генерації, який формує індукційні границі з галенітом і містить значну кількість MnO (до 10 ваг.%). Анкерит другої генерації зустрічається у мікротріщинах анкериту першої генерації і утворює виділення неправильної форми розміром до 200 мкм (рис. 4.2.16*б*), містить незначну кількість MnO. Варіація вмісту MgO у обох генераціях анкериту незначна.

Таблиця 4.10.

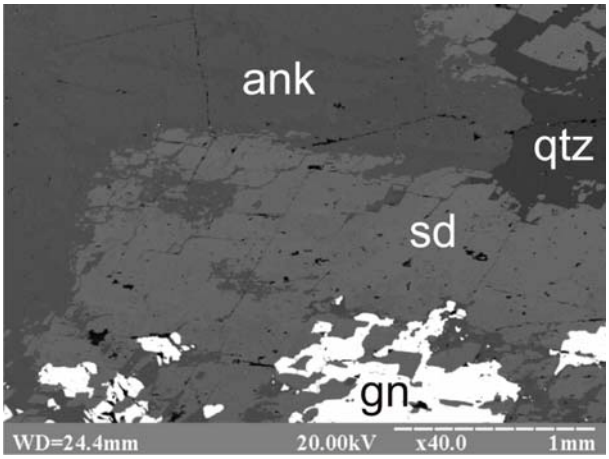
Хімічний склад анкериту з жильних агрегатів Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

№ проби	MgO	CaO	MnO	FeO	Сума
634-585-9	14,94	29,13	0	10,71	54,78
634-585-11	9,02	25,07	2,41	15,91	52,41
634-839-4	7,78	30,94	1,88	18,40	59,00
634-1183-1	9,01	30,77	3,03	15,84	58,65

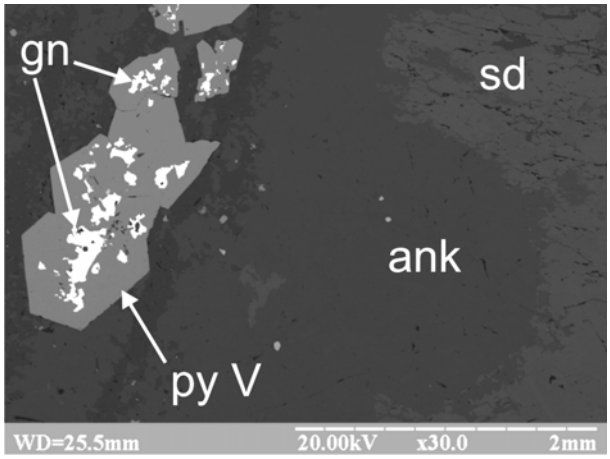
644-460-3	11,77	27,37	1,77	14,62	55,53
644-495-10	11,38	27,89	1,47	16,29	57,03
644-700-1	11,49	27,47	1,99	15,19	56,14
644-700-4	9,81	26,5	2,36	14,44	53,12
644-712-6	13,79	32,02	1,37	14,11	61,29
644-792-12	9,73	23,29	4,43	16,08	53,53
644-792-13	9,61	21,99	4,5	15,03	51,13
644-792-14	11,93	23,22	2,23	13,18	50,56
644-792-17	10,12	22,39	1,63	14,74	48,88
644-792-21	9,59	21,61	2,14	14,01	47,35
644-942-1	9,42	24,90	1,47	18,65	54,44
644-942-2	10,62	25,60	1,38	14,71	52,31
644-942-5	11,29	27,46	4,61	17,57	60,93
644-993-1	10,31	25,36	3,07	14,5	53,24
644-993-2	10,67	25,73	2,99	14,67	54,06
644-993-4	11,46	25,51	3,94	12,88	53,79
644-993-10	11,38	27,89	1,47	16,29	57,03
689-748,5-13	10,53	28,53	0,8	18,58	58,44
730-687-22	10,4	26,78	4,23	14,38	55,79
731-213-3	8,16	27,54	1,46	17,62	54,78
731-213-4	10,76	28,14	1,85	13,57	54,31
731-1068-1	5,38	29,01	9,73	17,43	61,55
731-1068-5	8,18	29,20	1,27	17,26	55,91
731-1068-9	9,11	29,59	2,56	14,26	55,52
731-1068-10	6,01	28,03	9,18	17,98	61,20
731-1068-12	6,33	27,33	7,55	17,00	58,21

Методом зафарбовування карбонатів і растрової мікроскопії досліджено вікові співвідношення між нерудними мінералами жильних агрегатів Бобриківського родовища (рис. 4.2.17). На основі аналізу границь між сидеритом, анкеритом і кварцом встановлено, що процеси заміщення сидериту та анкериту кварцом контролюються зонами крихких деформацій сидерит-сульфідних жильних агрегатів. Заміщення сидериту анкеритом починається по закономірних кристалографічних напрямках, які відповідають тріщинам спайності (чи площинам двійникування), що призводить поступово до псевдоморфізації зерен сидериту [181]. Оскільки сидерит і анкерит належать до

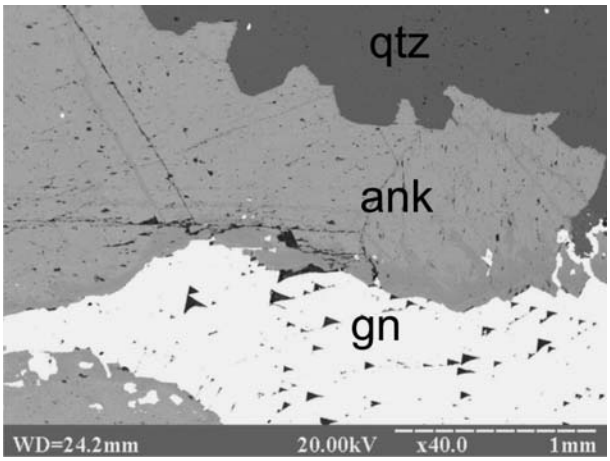
різних структурних груп, заміщення сидериту анкеритом супроводжується збільшенням пористості мінерального агрегату. Вільний простір у мінеральному агрегаті заповнюється галенітом (рис. 4.2.17*а*).



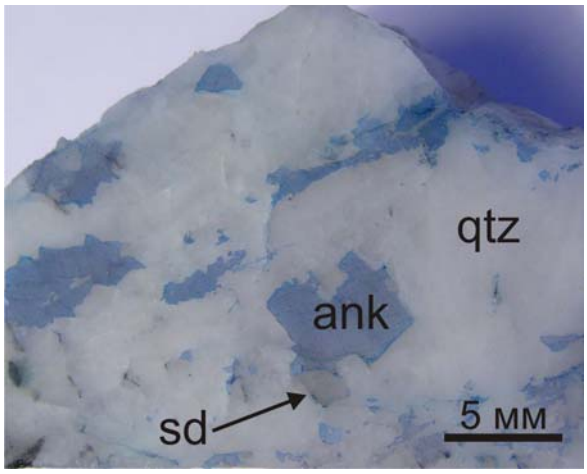
а



б



в



г

Рис. 4.2.17. Співвідношення сидерит-анкерит-кварц у жильних агрегатах: *а* – формування анкериту (ank) і галеніту (gn) по тріщинах спайності сидериту (sd) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 644, гл. 495,0 м), *б* – заміщення сидериту (sd) анкеритом (ank) в асоціації з піритом (py V) і галенітом (gn) зі сторони вмісної породи (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 644, гл. 495,0 м), *в* – звивиста границя між анкеритом (ank) і кварцом (qtz) й індукційна між галенітом (gn) і анкеритом (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 644, гл. 993,0 м), *г* – релікти сидериту (sd) і анкериту (ank) у кварці (qtz) (метод фарбування) (св. 644, гл. 993,0 м).

Між сидеритом і анкеритом спостерігається дугоподібна конфігурація границі (рис. 4.2.17*б*), що вказує на формування анкериту шляхом метасоматичного заміщення сидериту. При заміщенні анкеритом у сидериту на границі заміщення зменшується вміст MgO (від 7,24 до 6,71 ваг.%), збільшуються вмісти FeO (від 32,08 до 33,95 ваг.%) і MnO (від 3,55 до 3,70).

Границя між кварцом і анкеритом має нерівну, звивисту конфігурацію, у якій помітно вирізняються виступи і заглиблення, що свідчить про заміщення анкериту кварцом (рис. 4.2.17*в*). У жильних утвореннях, майже повністю складених кварцом, завжди спостерігаються релікти анкериту та сидериту (рис. 4.2.17*г*).

У фронті розвитку кварцових агрегатів утворюються пірит-сфалерит-галенітові та, починаючи з глибини ~ 600 м, піротин-сфалерит-галенітові агрегати.

Висновки:

1. Кварц-сульфідних жильні мінеральні агрегати утворилися в режимі крихкої деформації.
2. Утворення анкериту відбувалося шляхом заміщення сидериту. Після цього шляхом заміщення анкериту утворився кварц.

4.2.5. Халькопірит-бляклорудно-герсдорфітові агрегати і позиція в них самородного золота

Розподіл халькопіриту, герсдорфіту, сульфосолей та самородного золота на Бобриківському родовищі контролюється крихкими деформаціями, накладеними на кварц-посульфідні агрегати. Утворення халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових агрегатів супроводжується заміщенням раніше утворених мінералів і реакційними співвідношеннями між новоутвореними мінералами. Кожний наступний новоутворений мінерал виявляє більш виразне тяжіння до тріщин за постійного їхнього поновлення, що є ознакою

формування під час тектонічних рухів і постійної зміни фізико-хімічних параметрів гідротермальної системи.

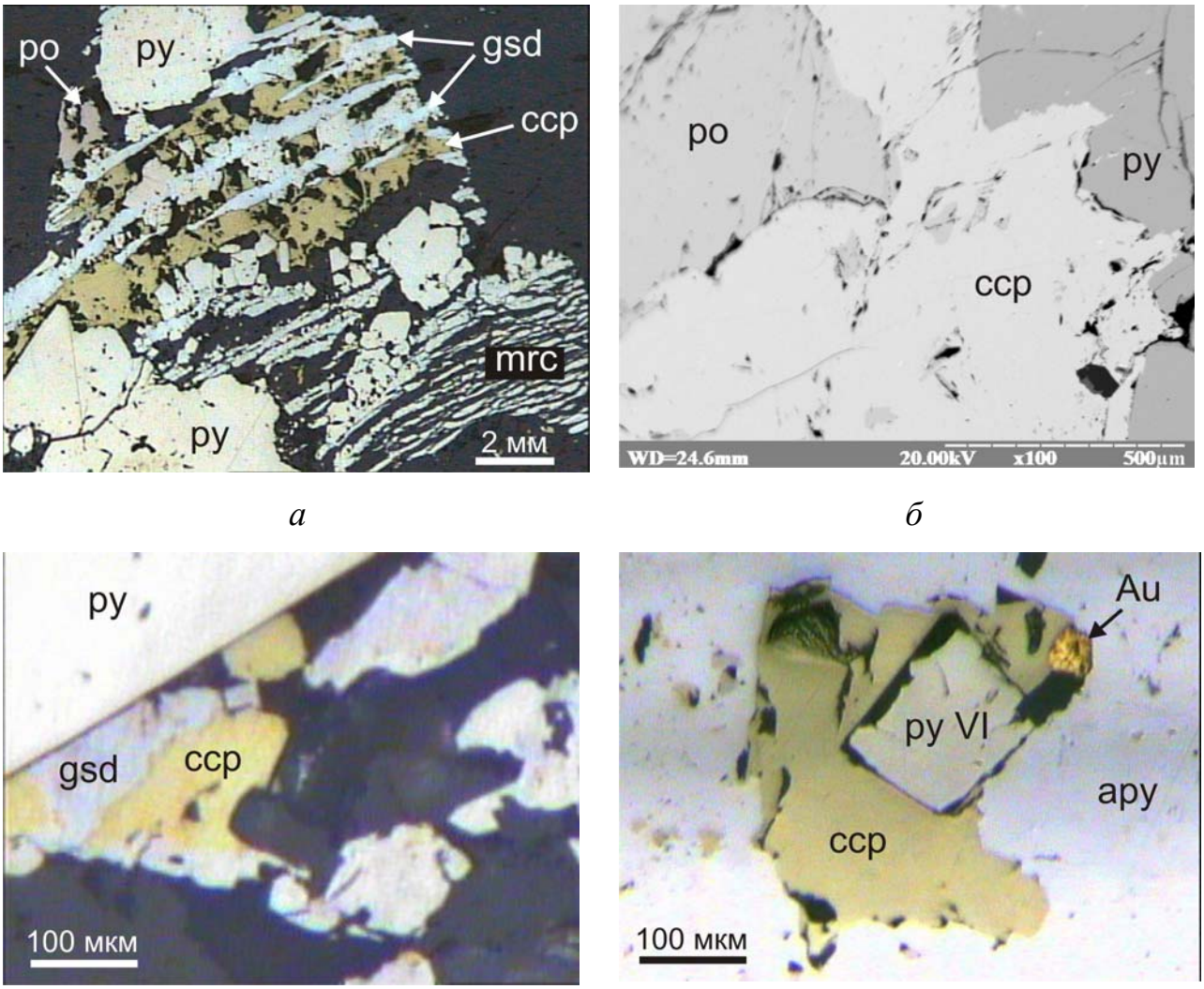
Під час утворення халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових мінеральних агрегатів найшвидших змін зазнає піротин, який інтенсивно заміщується халькопіритом. На горизонтах родовища нижче 1000,0 м піротин заміщується магнетитом в асоціації з герсдорфітом, арсенистим піритом і сидеритом другої генерації. Халькопірит у свою чергу заміщується срібловмісною бляклою рудою, яка заміщується бурнонітом. На межі срібловмісної бляклої руди і бурноніту локально утворюються тетраедрит, дендритоподібний галеніт і полібазит, що свідчить про перерозподіл Ag у гідротермальній системі.

Халькопірит у жильних мінеральних агрегатах Бобриківського родовища спостерігається у вигляді виділень неправильної форми і епігенетичних включень у піриті та арсенопіриті, емульсійних вкраплень у сфалериті та орієнтованих виділень у зонах розвитку дисульфідизації піротину (рис. 4.2.18*а*). У кварц-сульфідних мінеральних агрегатах халькопірит інтенсивно заміщує піротин, утворюючи з ним корозійні границі (рис.4.2.18*б*). У свою чергу халькопірит заміщується срібловмісною бляклою рудою. Доволі чітко простежується асоціація халькопіриту з герсдорфітом, з яким він утворює індукційні границі (рис. 4.2.18*в*). У асоціації з халькопіритом також спостерігаються ідіоморфні виділення піриту пізньої генерації та самородного золота (рис. 4.2.18*г*).

Блякла руда у складі халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових агрегатів виповнює систему тонких тріщин крихких деформацій в утворених раніше піриті, асренопіриті, сфалериті (рис. 4.2.19*а*), нерідко заміщує емульсійну вкрапленість халькопіриту у останньому сфалериті.

Для бляклої руди Бобриківського родовища властивий широкий діапазон хімічного складу (табл. 4.11), типоморфним є вміст Ag (до 15 ваг.%). За даними [71], блякла руда, у якій близько чотирьох атомів Cu заміщено Ag (понад 23-24 % масової частки Ag), є фрейбергітом. Проте згідно з “правилом 50 %” [176],

запропонованим для твердих розчинів Комісією з питань нових мінералів та назв мінералів (CNMMN IMA), фрейбергітом слід вважати бляклу руду, у якої понад 50 % позиції $^{III}M^{+}$ (> 2 форм. од.) займає Ag^{+}, а якщо менше (< 2 форм. од.) – Ag-тетраедритом.



а *б* *в* *г*

Рис. 4.2.18. Особливості будови жильних агрегатів за участі халькопіриту: *а* – асоціація халькопіриту (ccp) і герсдорфіту (gsd) у зоні розвитку дисульфідизації піротину (po) (св. 689, гл. 562,0 м), *б* – корозійна границя між халькопіритом (ccp) і піротином (po) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 839,0 м), *в* – індукційна границя між халькопіритом (ccp) і герсдорфітом (gsd) (св. 730, гл. 687,5 м), *г* – епігенетичне виділення халькопіриту (ccp), піриту (py VI) і самородного золота (Au) у арсенопіриті (apy) (св. 644, гл. 647,0 м).

Розрахунок формул показав, що блякла руда на Бобриківському родовищі є твердим розчином ряду тетраедрит-фрейбергіт, крайні члени якого відповідають усередненим формулам:

$Cu_{7,34}(Zn_{1,36}Fe_{0,21})(Sb_{3,41}As_{0,25})S_{13}$ – $Cu_{5,13}Ag_{2,43}(Zn_{0,71}Fe_{0,56})(Sb_{3,65}As_{0,32})S_{13}$.

Основна маса бляклої руди на родовищі представлена твердим розчином Ag-тетраедрит – фрейбергіт (рис. 4.2.19*б*). Тетраедрит є менш поширений, його утворення є локальним і підпорядковане реакційним взаємодіям між срібловмісною бляклою рудою і розчином, з якого формується бурноніт (рис. 4.2.19*в*). Виділення тетраедриту розміром до 40 мкм спостерігаються у асоціації з самородним золотом на границі між сидеритом і кварцом (рис. 4.2.19*г*).

Бурноніт виповнює систему тонких тріщин у мінеральних агрегатах жил та заміщує срібловмісну бляклу руду, при цьому бурноніт містить численні сингенні виділення самородного золота (рис. 4.2.20). В асоціації з бурнонітом на контакті зі срібловмісною бляклою рудою спостерігаються дендритоподібні виділення ***галеніту*** другої генерації розміром до 200 мкм і ***полібазит*** у вигляді округлих виділень розміром не більше 30 мкм. Хімічний склад бурноніту і полібазиту наведений у табл. 4.12.

За особливостями хімічного складу виділено дві генерації сидериту у жильних агрегатах Бобриківського родовища. Сидерит першої генерації утворює сингенні зростки з апатитом, флоренситом, монацитом, мусковіт-фенгітом і вирізняється підвищеним вмістом Mg (до 18 ат.%). ***Сидерит*** другої генерації асоціює з герсдорфітом, містить незначну кількість Mg і майже не містить Mn (рис. 4.2.21*а*). Утворення сидериту другої генерації відбувається наприкінці гідротермального процесу разом з герсдорфітом, галенітом, халькопіритом, арсенистим піритом і самородним золотом (рис. 4.2.21*б*). Виділення сидериту другої генерації спостерігається на контакті пірит-кварц і супроводжується їхнім розчиненням (рис. 4.2.21*в*).

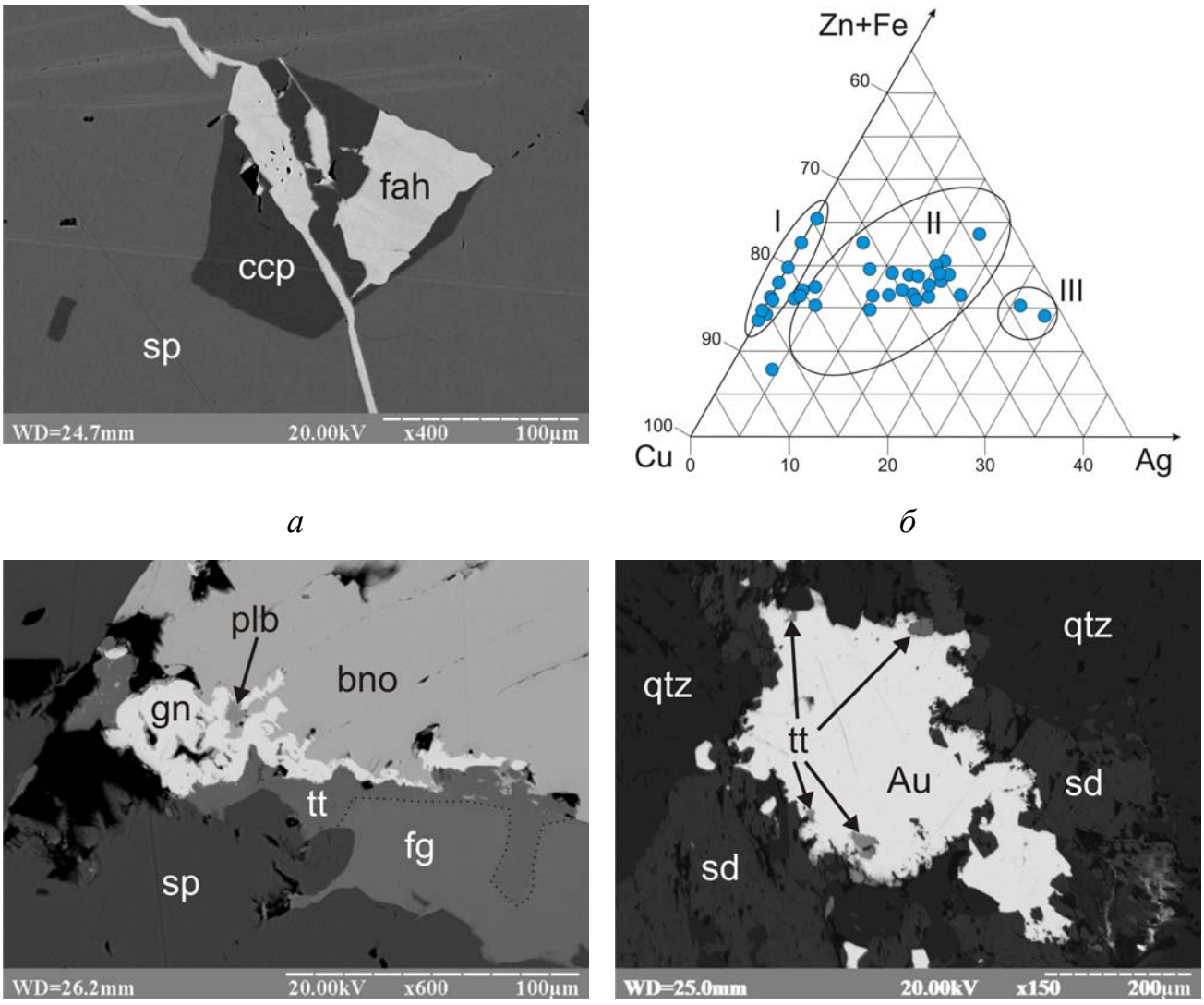


Рис. 4.2.19. Особливості будови та хімічного складу жильних агрегатів за участі бляклої руди: *а* – вибіркове заміщення халькопіриту (ccp) бляклою рудою (fah) по прожилку у сфалериті (sp) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 2Т, гл. 94,0 м); *б* – діаграма хімічного складу бляклих руд з Бобриківського родовища (римськими цифрами позначено області мінеральних видів: I – тетраедрит, II – Ag-тетраедрит, III – фрейбергіт); *в* – виділення тетраедриту (tt), галеніту (gn) і полібазиту (plb) на межі бурноніту (bno) і фрейбергіту (fg) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 2Т, гл. 94,0 м); *г* – виділення тетраедриту (tt) в асоціації з самородним золотом (Au) у кварц-сидеритовому (qtz-sd) прожилку (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 730, гл. 729,0 м).

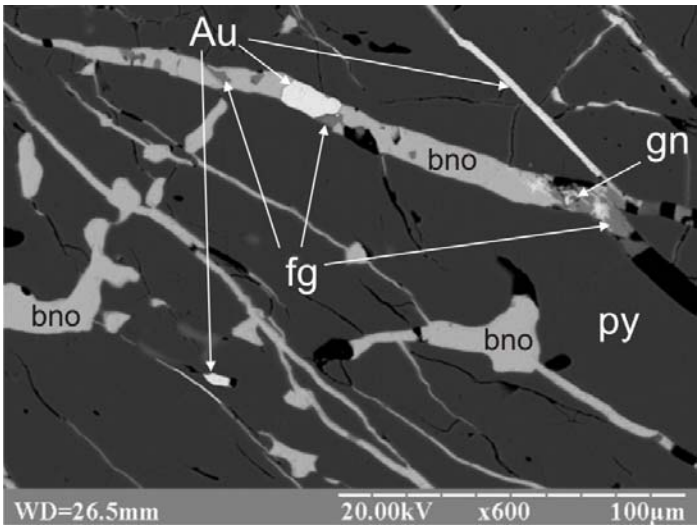
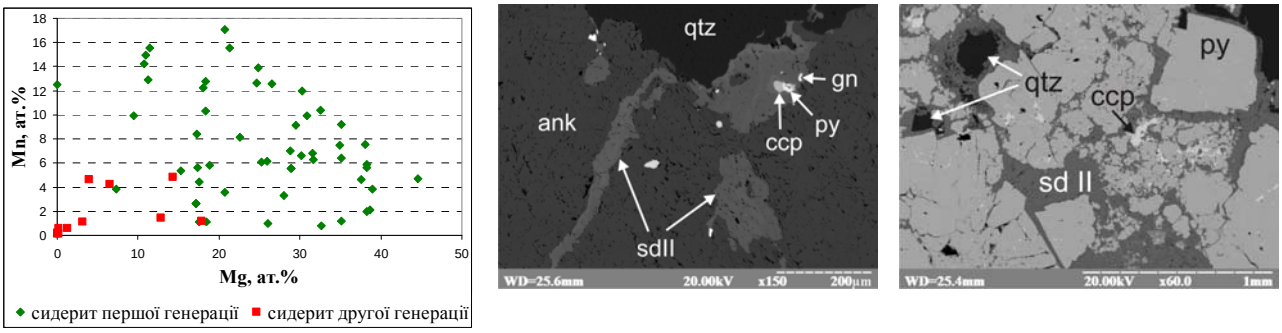


Рис. 4.2.20. Виділення самородного золота (Au) і релікти срібловмісної бляклої руди (fg) у бурноніті (bno), який виповнює тонку тріщинуватість у піриті (py) Бобриківського родовища (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 2Т, гл. 94,0 м).



а *б* *в*

Рис. 4.2.21. Типоморфні особливості жильного сидериту з Бобриківського родовища: *а* – співвідношення вмісту магнію і марганцю у різних генераціях, *б* – прожилок сидериту другої генерації (sdII) у анкериті (ank) в асоціації з халькопіритом (ccp), піритом (py) і галенітом (gn) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 731, гл. 1068,0 м), *в* – заміщення піриту (py) і кварцу (qtz) сидеритом другої генерації (sd II) (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 731, гл. 1068,0 м).

У складі халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових мінеральних агрегатів, починаючи приблизно з глибини 200 м, спостерігаються дендритоподібні виділення ***герсдорфіту*** розміром до 1 мм (рис.4.2.22*а*), які просторово тяжіють до зони розвитку сидериту другої генерації на границі з піритом, сидеритом і

кварцом (рис. 4.2.22*б*). Герсдорфіт утворює індукційні границі з галенітом другої генерації і зустрічається у тісній асоціації з халькопіритом і арсенистим піритом, формуючи реакційні облямівки навколо їхніх агрегатів (рис. 4.2.22*в*).

Для виділень герсдорфіту властива неоднорідність внутрішньої будови (рис. 4.2.22*г*) та хімічного складу (табл. 4.13): внутрішні ділянки виділень герсдорфіту з пойкілітоподібною будовою містять сингенні включення халькопіриту і галеніту та вирізняються значними коливаннями вмістів Co і Fe до 11 ат.% (0,33 ф.о.) і 2,5 ат.% (0,07 ф.о.) відповідно, у периферійних ділянках виділень герсдорфіту відсутні включення інших мінералів, різко збільшується вміст Fe до 15 ат.% (0,45 ф.о.) і зменшується вміст Co до 0,9 ат.% (0,03 ф.о.).

Герсдорфіт зі складом NiAsS у природі майже не зустрічається. У структурі герсдорфіту легко відбуваються ізоморфні заміщення Co, Fe ↔ Ni, As ↔ S, внаслідок яких змінюється параметр *a* елементарної комірки герсдорфіту (у NiAsS *a* = 5,6939 Å). Входження Co і Fe в позицію Ni призводить до зменшення параметру *a*; заміщення S на As спричиняє збільшення параметру *a* до 5,7318 Å, а заміщення As на S – зменшення *a* до 5,6864Å [108, 217]. Герсдорфіт є ізоструктурним до піриту, проте за різним типом впорядкованості As і S у структурі герсдорфіту виділяють високотемпературний герсдорфіт з невпорядкованою ізометричною структурою типу піриту (*Pa*3, підгрупа піриту – $NiAs_{1,23}S_{0,77}$), низькотемпературний з частково впорядкованою структурою типу піриту ($P2_13$, підгрупа ульманіту) і арсенистий герсдорфіт (*Pa*3, $NiAs_{1,43}S_{0,55}$) [108, 145]. Виділяють також проміжну метастабільну фазу з просторовою групою $Pca2_1$ [108, 146].

Таблиця 4.11.

Хімічний склад бляклої руди з жильних агрегатів Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг.%

№ проби	S	Fe	Cu	Ni	Zn	As	Ag	Sb	Te	Сума
2Т-94-1	23,93	1,96	21,69	-	4,32	2,79	9,67	23,90	-	88,26
2Т-94-2	24,99	2,29	24,78	-	4,32	7,55	6,53	20,32	-	93,22
2Т-94-3	25,37	1,76	24,21	-	4,87	1,56	8,41	24,79	-	90,96

2T-94-4	23,26	1,83	17,84	-	2,39	0	15,41	24,83	-	85,56
2T-94-5	24,31	0,17	27,98	-	4,76	0,86	0,00	24,76	-	82,84
2T-94-6	24,87	0,18	29,31	-	4,58	0,00	0,00	25,91	-	84,85
2T-94-7	24,19	0,14	27,90	-	4,65	1,54	0,26	25,53	-	84,22
2T-94-8	23,28	2,06	22,29	-	3,08	1,94	7,87	24,45	-	84,97
2T-94-9	23,72	1,69	22,99	-	3,49	3,47	6,52	22,86	-	84,74
2T-94-10	22,93	2,72	21,18	-	2,87	3,22	9,02	22,06	-	84,00
2T-94-11	26,25	0,22	31,56	-	7,73	0,00	0,00	26,49	-	92,25
2T-94-12	24,27	3,20	24,73	-	3,18	4,55	4,88	21,78	-	86,58
2T-94-13	26,76	2,47	26,44	-	3,47	10,15	9,72	22,49	-	101,50
2T-94-14	25,10	2,03	20,08	-	3,07	2,88	15,07	26,91	-	95,13
2T-94-15	27,30	2,54	27,29	-	4,86	14,26	8,58	21,37	-	106,20
2T-94-16	26,27	0,14	29,76	-	8,81	3,50	0,00	23,99	-	92,47
2T-94-17	24,77	2,45	23,81	-	3,09	1,51	9,63	24,86	-	90,11
2T-94-18	23,69	1,81	24,54	-	2,95	1,55	6,03	22,14	-	82,70
634-221-8	26,33	3,86	25,97	1,3	3,96	3,32	3,85	20,07	-	88,65
644-942-1	25,92	2,34	31,85	-	4,02	0,92	2,01	23,57	4,12	94,76
644-942-2	26	2,12	31,44	-	4,47	1,05	1,86	23,01	5,45	95,39
644-993-6	23,77	1,40	28,40	-	4,17	0,64	1,46	23,53	-	83,36
689-564-2	28,77	2,36	29,81	-	4,13	1,45	2,53	22,39	-	91,44
689-564-8	25,34	1,97	30,43	-	3,71	1,95	3,22	23,25	-	89,86
689-564-28	28,43	2,02	25,26	-	0,00	2,53	2,16	23,52	-	83,93
689-748,5-15	27,90	2,57	27,65	-	3,94	0,06	8,70	29,19	-	100,00
730-490-7	29,97	1,87	31,61	-	4,21	2,11	0,00	28,28	-	98,04
730-490-8	29,54	1,59	30,92	-	4,27	1,92	0,22	28,78	-	97,24
730-490-9	31,55	6,07	30,73	-	3,65	2,15	0,07	25,37	-	99,59
730-687-4	24,79	1,96	35,61	-	6,46	3,42	3,31	27,22	-	102,77
730-687-5	22,48	2,51	34,52	-	6,53	0	0,99	28,95	-	95,98
730-687-7	23,23	1,91	33,85	0,75	6,32	0,78	1,5	27,93	-	96,27
730-687-9	21,71	5,48	33,57	0,1	5,61	0	1,43	25,94	-	93,84
730-690-1	27,65	1,82	20,89	-	4,47	8,93	8,17	26,12	-	98,05
730-690-2	26,96	2,11	20,22	-	3,06	9,26	7,85	26,06	-	95,53
730-690-3	28,71	1,99	21,47	-	3,32	5,81	10,83	29,32	-	101,45
730-690-6	27,49	3,60	21,44	-	2,94	0,56	8,91	30,03	-	94,98
730-690-7	28,18	1,78	25,29	-	3,85	2,40	6,06	27,62	-	95,18
730-729-1	26,26	2,86	21,07	-	3,07	0,29	8,72	31,63	-	93,89
730-729-2	28,15	4,29	19,61	-	3,09	0,58	9,90	31,48	-	97,11
730-729-8	26,55	2,05	26,62	-	3,60	0,82	0,00	28,11	1,64	89,39

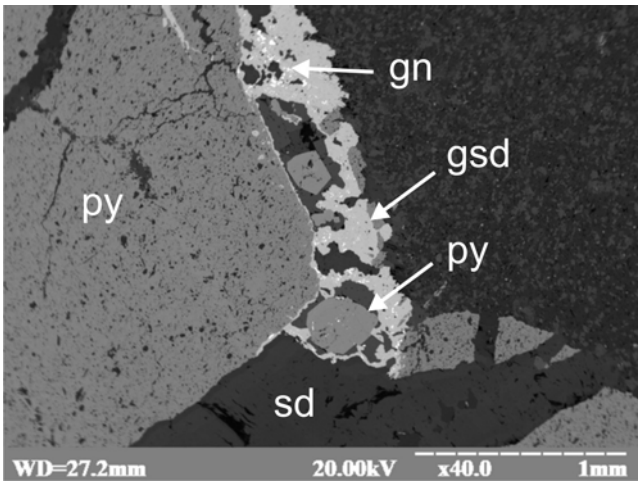
Таблиця 4.12.

Хімічний склад бурноніту і полібазиту з жильних агрегатів Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг.%

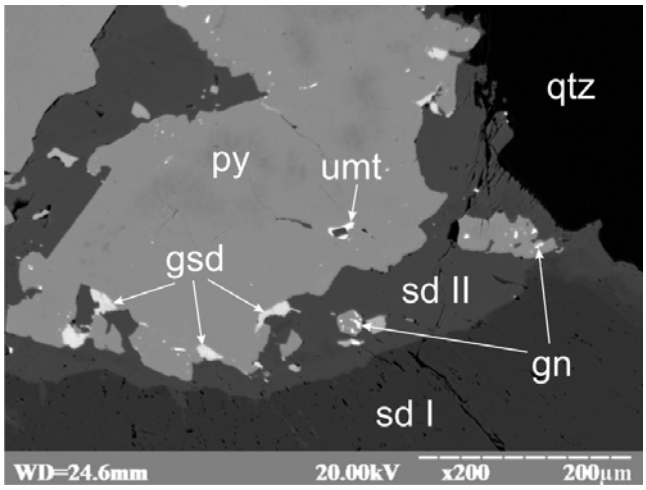
№ проби	мінерал	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	Pb	Сума
2Т-94-1	бурноніт	3,34	-	1,04	0,01	-	-	19,28	61,74	85,42
2Т-94-3	полібазит	14,6	0,33	5,56	0,01	0,43	60,19	8,90	-	90,02
2Т-94-5	полібазит	16,09	0,09	5,78	0,26	1,34	59,56	9,90	-	93,02
2Т-94-6	бурноніт	3,73	0,05	1,12	0,04	-	-	20,07	63,52	88,53
2Т-94-12	бурноніт	1,37	0,76	0,96	0,03	-	-	17,34	63,96	84,42
689-564-9	бурноніт	20,00	-	12,05	-	-	-	25,55	42,40	100,00
689-564-18	бурноніт	4,83	-	10,24	-	-	-	20,87	25,39	61,33
689-564-27	бурноніт	11,61	0,28	1,08	-	-	-	21,32	70,60	104,89

Основні ізоморфні заміщення у герсдорфіті з Бобриківського родовища пов’язані з входженням Fe у позицію Ni, внаслідок чого основна маса герсдорфіту з Бобриківського родовища належить до залізистого герсдорфіту, лише три точки аналізу відповідають кобальтистому герсдорфіту (рис. 4.2.23*а*). Співвідношення As/S у герсдорфіті змінюється в межах від 0,52 до 1,12, при цьому основна кількість значень є меншою 1 (рис. 4.2.23*б*).

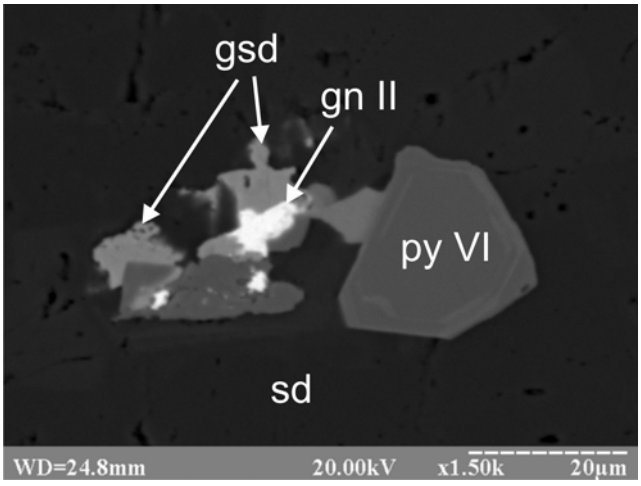
Дендритоподібна форма виділень є нетиповою для герсдорфіту, який формує здебільшого добре огранені індивіди [29, 146]. Проте подібні виділення герсдорфіту описані на родовищах Сан Хуан де План, Крещенція (Іспанія) і Спотед Квол (Австралія) [124, 125, 185], де наростання низькотемпературного герсдорфіту на нікеліні, пов’язане з урівноваженням гідротермальної системи під час охолодження.



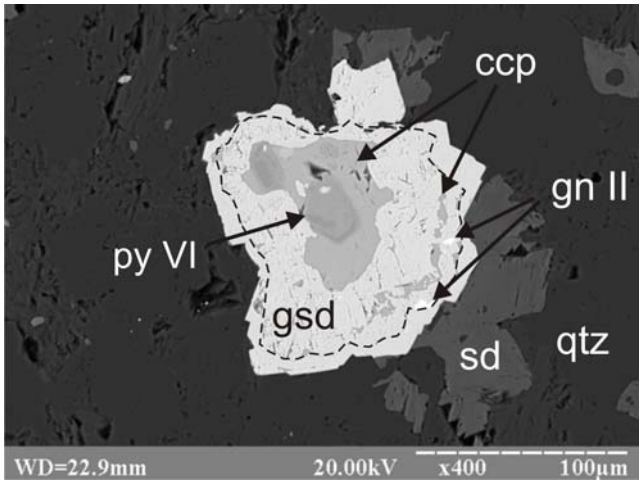
а



б



в



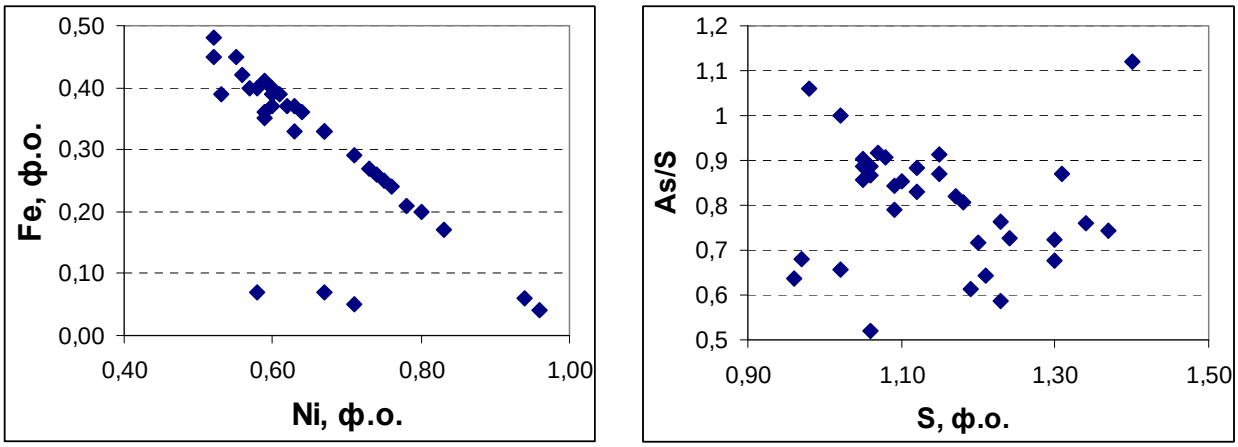
г

Рис. 4.2.22. Особливості будови жильних агрегатів Бобриківського родовища за участі герсдорфіту (ЕМ, режим відбитих електронів): *а* – дендритоподібні виділення герсдорфіту (gsd) в асоціації з галенітом (gn) на границі сидериту (sd) і кварцу (qtz) (св. 634, гл. 585,0 м); *б* – ульманіт (umt) у асоціації з герсдорфітом (gsd), галенітом (gn) і сидеритом другої генерації (sdII) (св. 634, гл. 864,0 м); *в* – виділення герсдорфіту (gsd) в асоціації з галенітом (gn II) зональним піритом (py VI) у сидериті (sd) (св. 644, гл. 950,0 м); *в* – неоднорідна будова виділень герсдорфіту (gsd), (пунктирною лінією розділені ділянки різної будови) (св. 634, гл. 407,0 м).

Таблиця 4.13.

Хімічний склад герсдорфіту з жильних агрегатів Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг.%

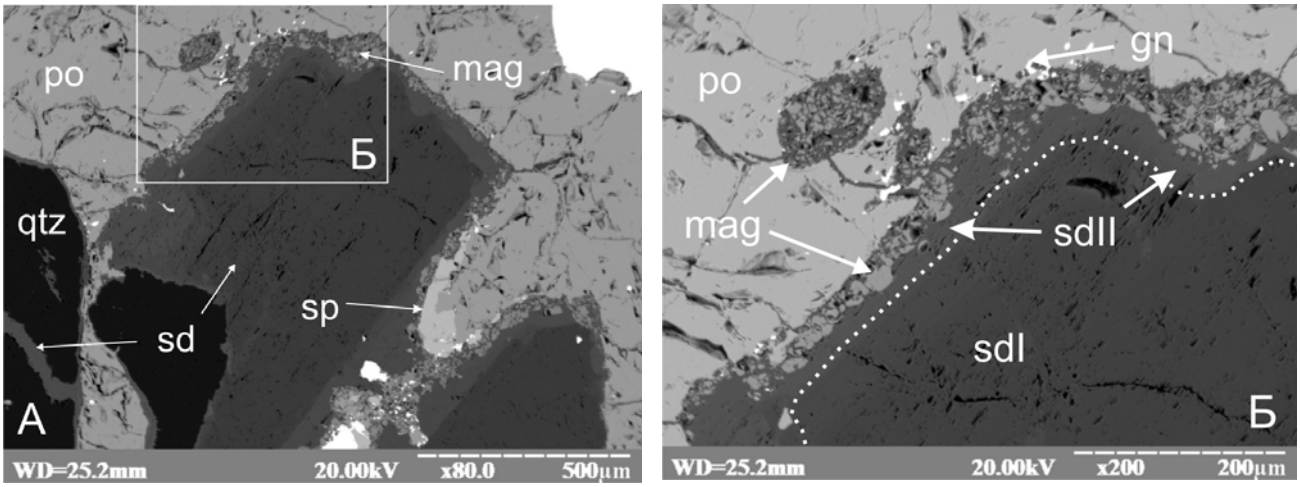
№ проби	Fe	Co	Ni	As	S	Sb	Cu	Сума
634-221-7	14,05	-	21,58	43,45	21,80	-	-	100,88
634-221-9	13,84	0,11	20,96	39,89	21,63	-	0,76	97,19
634-303-1	8,64	-	25,22	45,95	21,75	-	-	101,55
634-303-2	7,81	-	25,83	43,22	21,37	-	-	98,23
634-303-3	5,7	-	28,22	43,28	20,95	-	-	98,16
634-303-4	9,87	-	24,80	44,09	20,55	-	-	99,31
634-407-1	15,3	0,97	18,73	42,16	21,33	0,40	0,06	98,95
634-407-2	13,3	2,46	19,05	43,03	20,48	0,21	0,20	98,73
634-407-3	2,47	8,78	23,66	40,79	20,30	0,64	0,44	96,00
634-407-4	2,47	11,55	20,46	41,87	20,33	0,76	0,52	97,95
634-407-5	1,69	7,88	24,30	40,71	19,46	0,92	0,16	95,12
634-407-8	6,72	-	26,41	42,10	19,80	0,11	0,19	95,33
634-407-9	11,85	-	21,85	40,31	19,88	-	-	93,90
634-864-14	12,24	0,18	21,34	68,99	26,19	-	-	128,94
644-942-3	10,02	-	21,01	46,00	22,58	0,77	-	100,38
644-993-7	12,03	1,90	21,15	47,37	19,12	-	-	101,56
644-993-8	13,54	0,35	20,67	46,07	19,61	-	-	100,24
689-857-1	9,16	-	26,23	46,56	26,16	-	-	108,11
689-857-2	7,81	-	24,54	39,29	21,96	-	-	93,60
689-857-3	6,19	-	26,33	38,80	19,98	-	-	91,30
689-857-4	11,3	0,09	24,15	46,90	26,88	-	-	109,32
689-857-5	13,64	0,12	21,99	43,55	25,75	-	-	105,05
689-857-6	10,77	0,02	23,43	39,88	23,56	-	-	97,66
689-857-7	12,64	-	22,83	39,46	23,68	-	-	98,62
730-687,5-2	1,92	-	31,47	28,37	17,71	-	-	79,47
730-687,5-3	1,29	-	30,77	22,64	18,65	-	-	73,35
730-687,5-6	13,83	-	19,33	29,70	19,29	-	-	82,15
730-687,5-8	11,88	-	23,51	29,05	19,45	0,34	1,21	85,44
730-690-4	13,38	1,18	22,63	45,76	24,34	-	-	107,29
730-690-5	13,35	1,84	22,60	47,27	24,57	-	-	109,63
730-729-3	15,57	-	17,66	31,23	22,89	-	-	87,35
730-729-4	13,38	-	21,28	32,74	23,00	-	-	90,40
730-729-5	14,75	-	19,09	34,29	22,78	-	-	90,91
730-729-10	11,76	-	19,39	35,71	22,53	-	-	89,39



а *б*

Рис. 4.2.23. Особливості хімічного складу герсдорфіту з Бобриківського родовища.

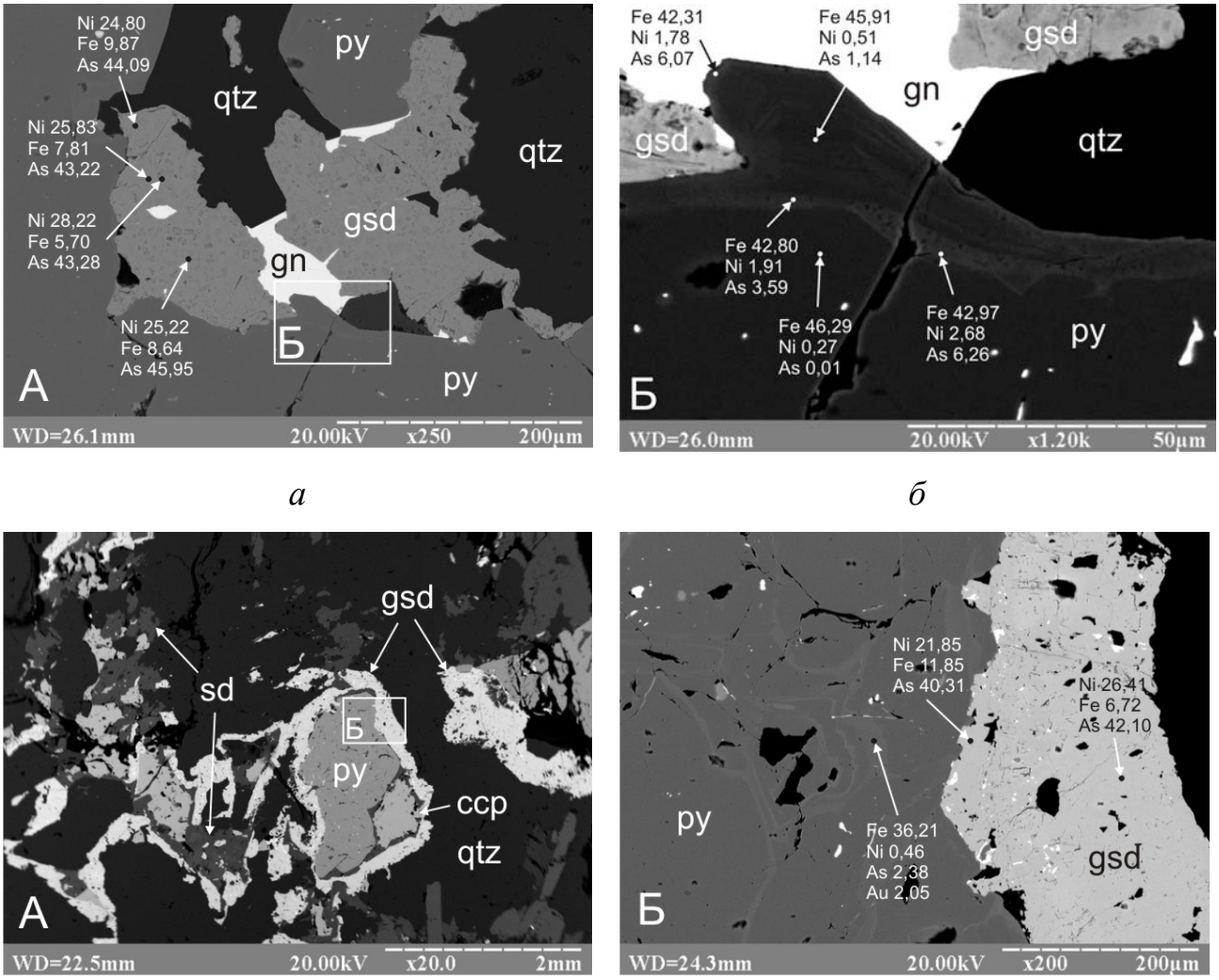
Характерною мінеральною асоціацією, синхронною до герсдорфіту на глибоких горизонтах (понад 1000,0 м) Бобриківського родовища, є ***магнетит*** і сидерит другої генерації у вигляді облямівок реакційного генезису на границі виділень піротин-сидерит (рис. 4.2.24). Облямівки потужністю близько 200 мкм утворюються внаслідок заміщення піротину.



а *б*

Рис. 4.2.24. Особливості формування магнетиту в мінеральних агрегатах жил Бобриківського родовища (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 731, гл. 1068,0 м): *а* – облямівки магнетиту (mag) на границі сидериту (sd) і піротину (po), *б* – асоціація магнетиту (mag) і сидериту другої генерації (sdII).

Електронно-мікроскопічні дослідження засвідчили, що на границі між герсдорфітом і піритом формується пірит з зональною внутрішньою будовою (рис. 4.2.25*а*, *б*). Мікрозондовим рентгеноспектральним аналізом встановлено, що зональність зумовлена домішками As і Ni (рис. 4.2.25*в*, *г*).



а *б*

в *г*

Рис. 4.2.25. Особливості формування арсенистого піриту в жильних агрегатах (ЕМ, режим відбитих електронів): *а* – сингенні виділення галеніту (gn) і герсдорфіту (gsd) на контакті з піритом (py) (св. 634, гл. 303,0 м), *б* – зональна будова піриту (py) на контакті з галенітом (gn) і герсдорфітом (gsd), *в* – реакційні облямівки герсдорфіту (gsd) навколо виділень піриту (py) й халькопіриту (ccp) (св. 634, гл. 407,0 м), *г* – утворення арсенистого піриту (py) в інтерстиціях агрегату піриту на контакті з герсдорфітом (gsd).

Таким чином, під час утворення халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових жильних агрегатів під дією мінералоутворюючих розчинів утворені раніше агрегати піриту розчинаються, доростають і на границі їхніх індивідів або окремих блоків утворюється генерація арсенистого піриту.

У будові халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових мінеральних агрегатів беруть участь виділення ***самородного золота*** в асоціації з бурнонітом, галенітом і бляклими рудами.

Щодо Бобриківського родовища поширеним і загальноприйнятим є твердження про наявність тонкодисперсного золота у піриті й арсенопіриті ранньої мінеральної асоціації [30, 57, 59, 64, 101]. Присутність золота у тонкодисперсній формі в складі пірит-арсенопіритових мінеральних агрегатів базується на тому, що у багатьох зразках піриту й арсенопіриту з високими, за даними пробірних аналізів, вмістами золота, під мікроскопом воно або не виявлене, або зафіксоване у вигляді одиничних зерен, які кількісно не відповідають вмісту золота, визначеному хімічно в цих зразках [64]. Отримані нещодавно результати нейтронно-активаційного аналізу [24] засвідчили різний ступінь золотоносності піриту осадово-біогенного і гідротермального типів, на основі чого пропонується гіпотеза часткової мобілізації золота з піриту осадового типу внаслідок термального впливу на нього гідротермальних розчинів.

З метою встановлення генетичного зв’язку самородного золота і мінералу, у якому воно знаходиться або просторово асоціює, досліджено просторову позицію, мінеральну асоціацію, варіації хімічного складу, форми і розмірності виділень самородного золота у жильному полімінеральному агрегаті Бобриківського родовища. Основною матрицею для виділень самородного золота є деформовані пірит-арсенопіритові мінеральні агрегати, у межах яких виділення самородного золота спостерігаються у тріщинах крихких деформацій, асоціюючи з галенітом (рис. 4.2.26*а*), бурнонітом (рис. 4.2.26*б*),

бляклою рудою, кварцом (рис. 4.2.26*в*) та ін. Встановлено основні позиції самородного золота у полімінеральному агрегаті жил: тріщини у мінералах, міжзерновий простір та інтерстиції, наростання на поверхні інших мінералів, мінеральні включення. Форма виділень самородного золота звичайно підпорядкована конфігурації тріщин. У поодиноких випадках спостерігаються виділення самородного золота округлої або неправильної форми у тріщинах у сфалериті (рис. 4.2.26*г*).

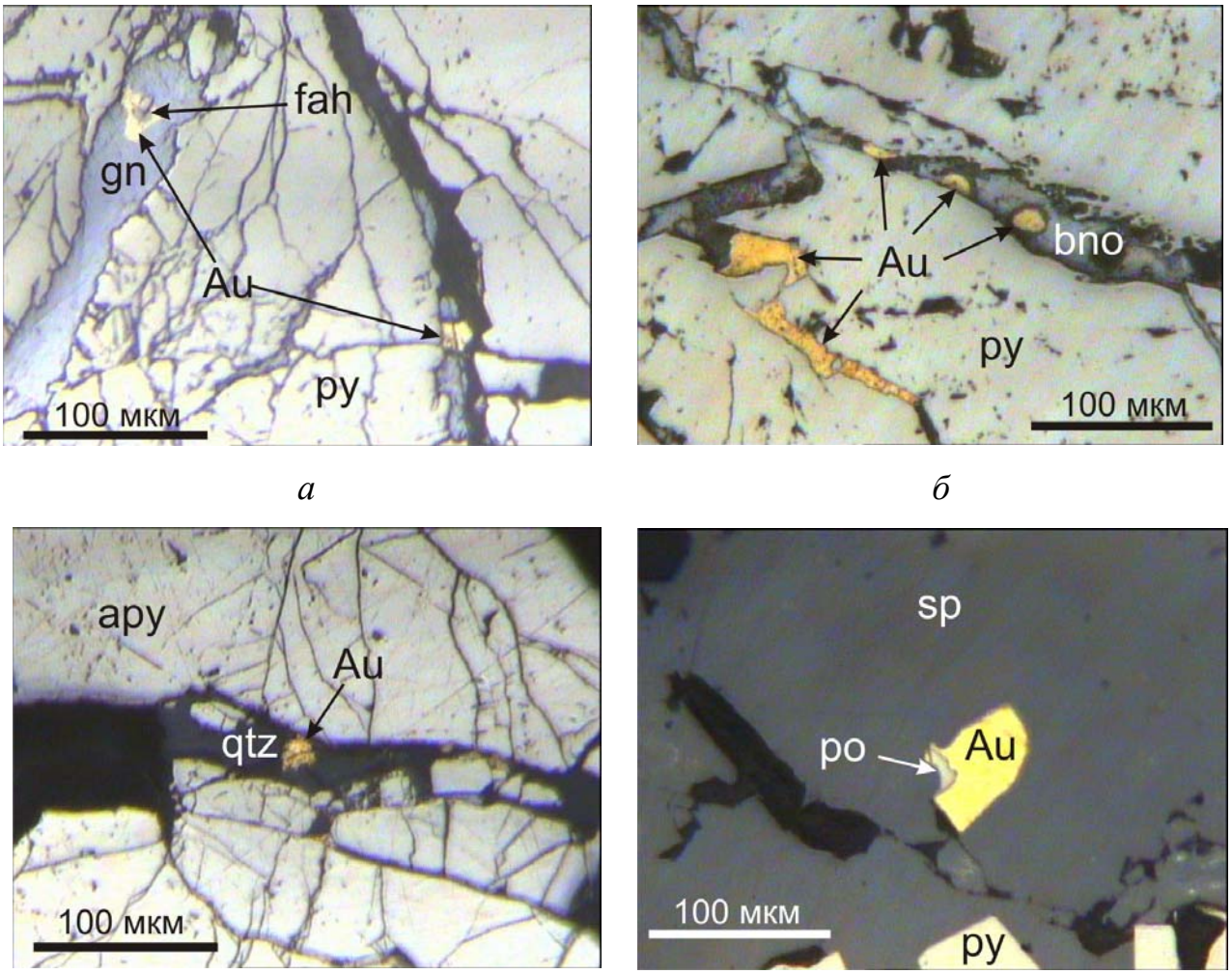
Багато виділень самородного золота зафіксовано у позиції міжзернового простору, наприклад, на границі піриту і арсенопіриту (рис. 4.2.27*а*) або піриту і сфалериту (рис. 4.2.27*б*). У цій позиції самородне золото переважно видовженої форми і асоціює з галенітом, бляклою рудою, бурнонітом і кварцом.

Виділення самородного золота різноманітної форми в асоціації з галенітом, бляклою рудою та іншими мінералами спостерігаються у випадку наростання на рівних і нерівних поверхнях кристалів, головно піриту (рис. 4.2.28*а*) і арсенопіриту (рис. 4.2.28*б*).

Основна частка виділень самородного золота у вигляді мінеральних включень на Бобриківському родовищі припадає на пірит й арсенопірит (переважно периферійні ділянки їхніх індивідів або метакристали), де самородне золото просторово асоціаціює з невеликими виділеннями галеніту, піротину, халькопіриту (рис. 4.2.29*а*), сидериту (рис. 4.2.29*б*) і кварцу (рис. 4.2.29*в*).

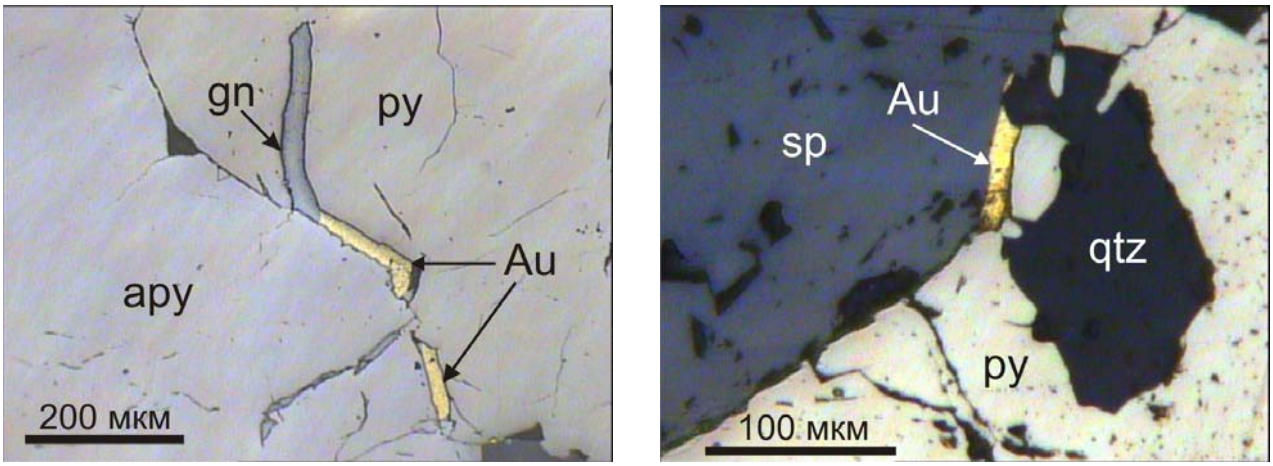
Катодолюмінесцентнний імідж-аналіз (SEM CL) кварцу засвідчив, що виділення самородного золота утворюються у фронті розвитку тіней тиску перекристалізованого кварцу навколо кристалів піриту і арсенопіриту і парагенетично пов’язані з кварцом другої генерації (рис. 4.2.30).

Самородне золото на Бобриківському родовища належить до пилоподібного (5-50 мкм) і дрібного (0,05-2 мм) класів. Пилоподібне самородне золото парагенетично пов’язане з бурнонітом, дрібне – з галенітом і кварцом.



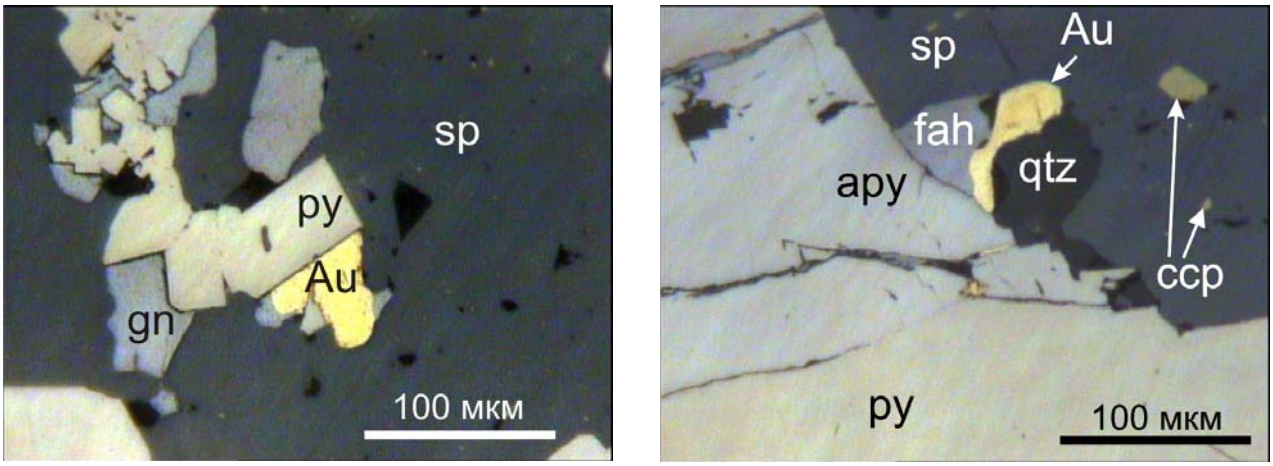
а *б* *в* *г*

Рис. 4.2.26. Виділення самородного золота у тріщинах у мінералах: *а* – система тріщин у піриті (py), виповнена галенітом (gn), бляклою рудою (fah) і золотом (Au) (св. 644, гл. 215,0 м); *б* – тріщини у піриті (py), виповнені самородним золотом (Au) в асоціації з бурнонітом (bno) (св. 634, гл. 1089,0 м); *в* – система тріщин у арсенопіриті (apy), виповнена кварцом (qtz) і самородним золотом (Au) (св. 730, гл. 379,0 м); *г* – виділення самородного золота (Au) неправильної форми з реліктом піротину (po) у тріщині в сфалериті (sp) (св. 2Т, гл. 182,7 м).



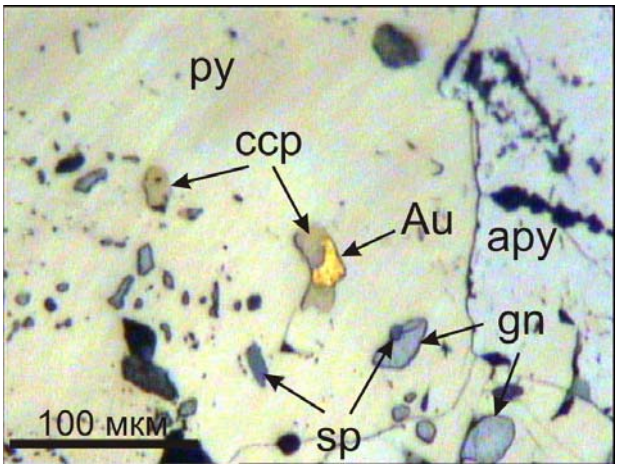
а *б*

Рис. 4.2.27. Позиція самородного золота у міжзерновому просторі: *а* – виділення самородного золота (Au) в асоціації з галенітом (gn) на границі піриту (py) і арсенопіриту (apy) (св. 2Т, гл. 182,7 м); *б* – виділення самородного золота (Au) в асоціації з кварцом (qtz) на границі піриту (py) й сфалериту (sp) (св. 634, гл. 1285,0 м).

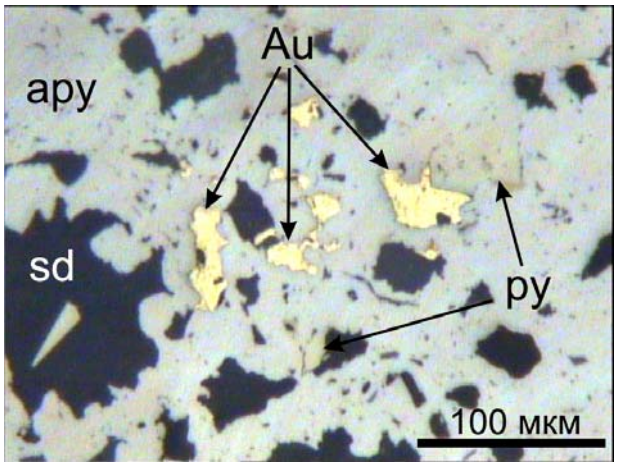


а *б*

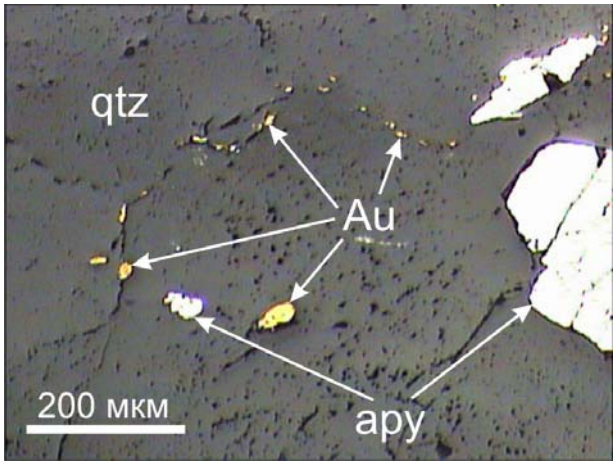
Рис. 4.2.28. Наростання самородного золота на сульфідах Бобриківського родовища: *а* – самородне золото (Au) в асоціації з галенітом (gn) наростає на поверхні піриту (py) зі сторони сфалериту (sp) (св. 2Т, гл. 182,7 м); *б* – виділення самородного золота (Au) в асоціації з бляклою рудою (fah) у позиції наростання і в тріщинах арсенопіриту (apy) (св. 2Т, гл. 182,7).



а



б



в

Рис. 4.2.29. Виділення самородного золота у мінералах Бобриківського родовища: *а* – самородне золото (Au) в асоціації з халькопіритом (ccp), сфалеритом (sp) і галенітом (gn) у піриті (py) (св. 689, гл. 682,2 м); *б* – виділеня самородного золота (Au) в асоціації з сидеритом (sd) і піритом (py) у арсенопіриті (apy) пойкілітової будови (св. 689, гл. 807,0 м); *в* – виділення самородного золота (Au) у кварці (qtz) (св. 644, гл. 712,0 м).

Дослідження розмірності виділень самородного золота оцінено, виходячи із закономірностей теорії розподілу розмірності кристалів (CSD) [162]. Основна ідея розподілу розмірності кристалів полягає у розробці рівняння, яке регулює збереження кількості кристалів, які зароджуються і ростуть. Це рівняння описує

баланс між утворенням нових кристалів і розчиненням утворених раніше кристалів. Вказана теорія оперує поняттями “популяція” – вибірка (сукупність) кристалів у певній позиції або асоціації, і “щільність популяції” – число кристалів у межах певного діапазону розмірів. Виходячи з того, що самородне золото на Бобриківському родовищі у будь-якій позиції у кварц-карбонат-сульфідному агрегаті асоціює з бляклою рудою, галенітом, бурнонітом або кварцом, виділено відповідні популяції.

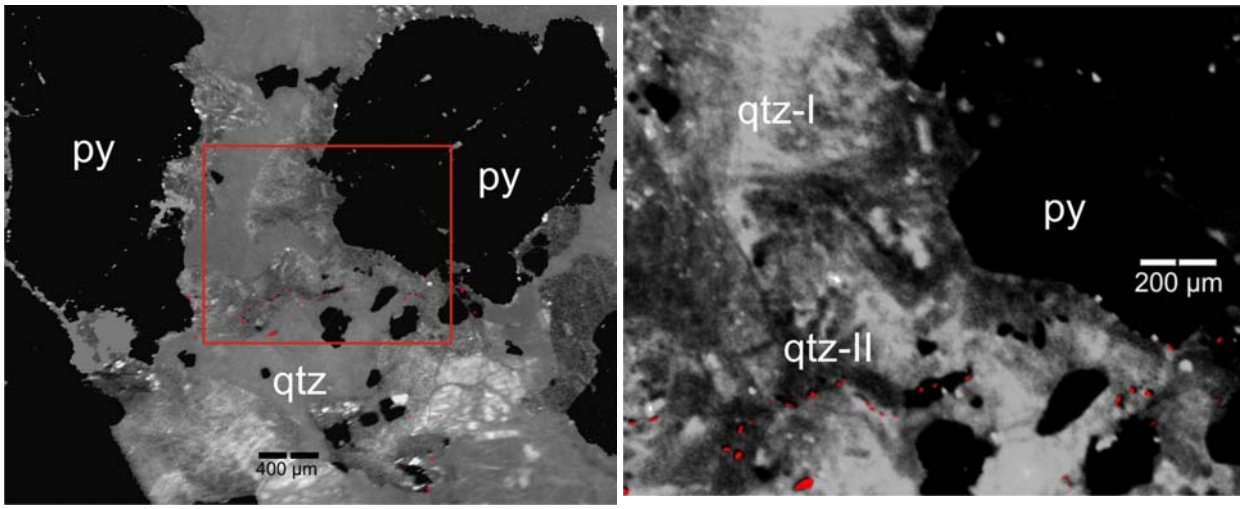


Рис. 4.2.30. Неоднорідна будова жильних агрегатів кварцу. Виділення самородного золота (позначено червоним кольором) у фронтальній частині зони розвитку перекристалізованого кварцу (qtz-II) (SEM CL), (св. 644, гл. 712,0 м).

При дослідженні онтогенезу самородного золота у кварц-карбонат-сульфідному агрегаті Бобриківського родовища за допомогою програми *ImageJ* здійснено комп’ютерну обробку цифрових зображень і визначено площу виділень золота. Виходячи з форми кожного окремого виділення самородного золота, розраховано його лінійний розмір. Інтерпретацію результатів здійснено, виходячи із закономірностей теорії розподілу розмірності кристалів [162].

На гістограмі з накопиченням (рис. 4.2.31) відображено внесок різних популяцій самородного золота у його розподілі в кварц-карбонат-сульфідному агрегаті на Бобриківському родовищі. Встановлено, що для популяції

самородного золота в асоціації з бурнонітом властивий найменший розмір виділень (< 30 мкм) і висока щільність популяції. Популяція самородного золота в асоціації з кварцом має високу щільність в інтервалі розміру виділень до 40 мкм, проте зустрічаються поодинокі виділення більшого розміру (до 400 мкм). Для популяції самородного золота в асоціації з галенітом властивий ширший інтервал розмірності виділень, плавна зміна щільності популяції і зміщений вправо пік розподілу. Розмірність виділень самородного золота на Бобриківському родовищі має нормальний розподіл. Це пояснюється закономірним перебігом кристалізації будь-якої речовини в умовах високого перенасичення. За вказаних умов на початку акту кристалізації речовини виникає велика кількість дрібних зерен, а наприкінці процесу утворюються поодинокі зерна великого розміру. Наявність окремих зерен більшого розміру може бути ознакою доростання або перекристалізації речовини [162]. В умовах збірної перекристалізації спочатку утворюється пилоподібна популяція самородного золота у бурноніті, пізніше – популяція у галеніті, а наприкінці – популяція самородного золота у кварці, включаючи поодинокі виділення самородного золота дрібного класу.

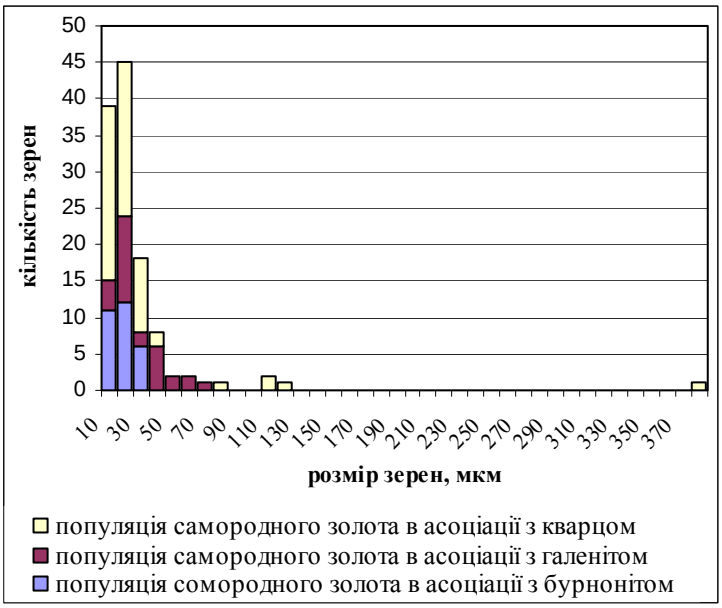


Рис. 4.2.31. Розподіл розмірності виділень самородного золота в кварц-карбонат-сульфідному агрегаті Бобриківського родовища.

Рентгеноспектральним мікрозондовим аналізом встановлено особливості хімічного складу самородного золота з Бобриківського родовища (табл. 4.14). Вміст домішки Fe, Cu і Zn у самородному золоті у кількості 0,01-0,06 ваг.% знаходиться на межі похибки приладу і пов'язаний з незначним розміром більшості виділень самородного золота.

Таблиця 4.14.

Хімічний склад самородного золота з Бобриківського золоторудного родовища за результатами мікрозондового аналізу

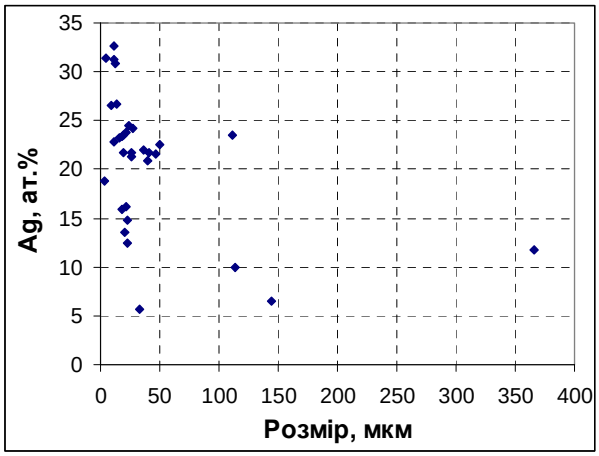
№ проби	Fe	Cu	Zn	Ag	Au	Сума	Пробність
2Т-94-8	0,08	0,03	0,01	24,43	53,60	78,16	685,86
2Т-94-9	0,46	0,01	0,02	25,54	52,16	78,20	667,09
2Т-94-10	0,13	-	-	23,89	52,11	76,12	684,49
2Т-94-11	0,41	-	-	22,74	50,46	73,61	685,50
2Т-182,7-1	-	0,01	-	21,56	78,43	100,00	784,30
2Т-182,7-3	-	-	-	21,72	78,28	100,00	782,80
2Т-182,7-6	-	-	-	21,28	78,72	100,00	787,20
2Т-182,7-7	-	-	-	26,66	73,34	100,00	733,40
2Т-182,7-8	-	-	-	23,22	76,78	100,00	767,80
2Т-182,7-9	-	-	-	21,99	78,01	100,00	780,10
2Т-182,7-10	-	-	-	22,61	77,39	100,00	773,90
2Т-182,7-12	-	-	-	23,52	76,48	100,00	764,80
2Т-182,7-13	-	-	-	20,88	79,12	100,00	791,20
2Т-182,7-14	-	-	-	26,62	73,38	100,00	733,80
634-946-5	-	-	-	14,07	85,93	100,00	859,30
634-946-6	-	-	-	17,05	82,95	100,00	829,50
644-712а-1	-	-	-	12,42	87,58	100,00	875,80
644-712а-2	-	-	-	13,58	86,42	100,00	864,20
644-712а-3	-	-	-	16,20	83,80	100,00	838,00
644-712а-4	-	-	-	14,78	85,22	100,00	852,20
644-712а-5	-	-	-	15,97	84,03	100,00	840,30
644-712а-9	0,45	-	-	15,35	84,64	100,45	842,69
644-712а-10	0,52	0,17	-	15,42	83,11	99,21	837,63
644-712а-11	0,89	-	-	18,48	84,75	104,11	813,96
644-712а-12	0,86	-	-	17,40	84,10	102,37	821,61
644-712а-13	0,41	0,16	-	16,49	84,11	101,16	831,37
644-712а-14	0,45	-	-	15,21	83,79	99,45	842,53

644-712a-15	0,21	0,04	-	16,37	84,34	100,96	835,38
644-712a-16	0,22	-	-	13,98	80,75	94,95	850,45
644-712a-17	0,20	-	-	14,66	80,40	95,26	844,01
644-712a-18	-	-	-	13,86	85,37	99,22	860,32
644-712a-19	-	-	-	13,33	84,38	97,71	863,58
644-712a-20	0,19	-	-	15,64	84,69	100,52	842,52
644-712a-21	-	-	-	14,75	84,07	98,82	850,74
644-712a-22	0,43	-	-	15,05	83,47	98,94	843,56
644-712a-23	-	-	-	16,18	83,26	99,45	837,29
644-712a-24	0,11	-	-	14,92	82,94	97,97	846,59
644-712a-25	0,34	-	-	15,12	76,62	92,09	832,10
644-712a-26	-	-	-	15,85	82,99	98,84	839,64
644-712a-27	0,21	-	-	15,10	83,95	99,27	845,76
644-712a-28	0,87	0,15	-	15,03	82,67	98,73	837,42
644-712a-29	1,84	0,23	-	15,81	82,11	99,99	821,18
644-712a-30	0,45	-	-	15,85	83,62	99,92	836,87
644-712a-31	0,52	-	-	14,89	83,80	99,20	844,67
644-712a-32	-	0,09	-	14,82	83,87	98,78	849,06
644-712a-33	-	0,09	-	17,00	84,18	101,27	831,24
644-712a-34	0,40	0,09	-	14,18	82,72	97,39	849,37
644-712a-35	-	-	-	13,74	82,08	95,81	856,61
644-712a-36	0,23	-	-	15,36	84,41	100,00	844,10
644-712a-37	1,15	-	-	14,87	83,98	100,00	839,80
644-712a-38	-	-	-	16,65	83,35	100,00	833,50
644-712a-39	0,52	-	-	16,58	82,90	100,00	829,00
644-712a-40	1,32	-	-	16,47	82,21	100,00	822,10
644-712a-41	1,68	-	-	16,96	81,36	100,00	813,60
644-712a-42	1,15	0,21	-	16,85	81,79	100,00	817,90
644-942-4a	0,24	-	-	6,23	61,11	67,59	904,26
689-564a-1	0,33	0,00	-	18,90	81,07	100,30	808,28
689-564a-2	0,04	0,01	-	5,70	94,25	100,00	942,50
689-564-1	-	-	-	16,54	84,97	101,51	837,06
689-564-3	-	-	-	10,97	89,03	100,00	890,30
689-564-4	-	-	-	11,07	88,93	100,00	889,30
689-564-5	-	-	-	9,88	90,12	100,00	901,20
689-748,5-1	-	-	-	23,83	76,17	100,00	761,70
689-748,5-2	-	-	-	22,79	77,21	100,00	772,10
689-748,5-4	-	-	-	23,58	76,42	100,00	764,20
689-748,5-5	-	-	-	25,21	74,79	100,00	747,90
689-748,5-6	-	0,01	-	23,38	76,62	100,00	766,12

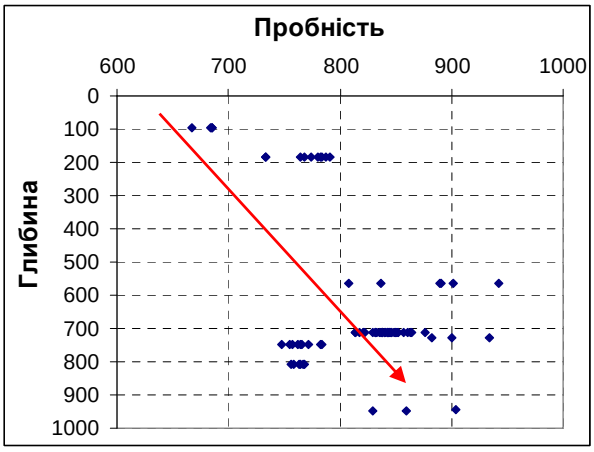
689-748,5-8	-	-	-	21,68	78,32	100,00	783,20
689-748,5-9	-	0,01	-	24,27	75,73	100,00	757,22
689-748,5-10	-	0,03	-	24,47	75,51	100,00	755,02
689-748,5-14	-	0,03	-	21,75	78,21	100,00	782,18
689-807-1	-	-	-	24,69	81,98	106,67	768,54
689-807-2	-	0,02	-	25,37	82,26	107,66	764,14
689-807-3	-	-	-	24,98	80,78	105,76	763,80
689-807-4	0,27	-	-	25,77	80,62	106,66	755,86
689-807-5	0,12	-	-	25,05	78,88	104,05	758,10
689-807-6	0,05	-	0,01	24,56	80,94	105,55	766,77
730-729-6	-	-	-	10,54	94,88	105,42	900,02
730-729-7	-	-	-	12,30	92,28	104,58	882,39
730-729-9	-	-	-	6,94	98,71	105,65	934,31

Вміст Ag у популяціях самородного золота на Бобриківському родовищі коливається від 33,3 до 6,6 ат.%. Максимальні вмісти (33,3-31,5 ат.% Ag) зафіксовано у популяції самородного золота в бурноніті, а мінімальні (15,5-6,6 ат.% Ag) – у популяції самородного золота в кварці. Вміст Ag у популяції самородного золота у галеніті коливається від 25,0 до 18,0 ат.%. Популяції золота в просторовій асоціації з тетраедритом і піротином подібні за вмістом срібла до популяції золота в просторовій асоціації з галенітом.

На Бобриківському родовищі спостерігається тенденція до зменшення вмісту срібла зі збільшенням розміру виділень золота (рис. 4.2.32*а*). Крім того на родовищі простежується вертикальний розподіл популяцій самородного золота: низькопробне самородне золото в асоціації з бурнонітом утворюється на верхніх горизонтах родовища, в той час як високопробне золото в асоціації з кварцом і герсдорфітом поширене на глибоких горизонтах родовища. Вертикальним розподілом популяцій самородного золота на родовищі пояснюється тенденція зростання пробності самородного золота зі збільшенням глибини (рис. 4.2.32*б*).



а



б

Рис. 4.2.32. Особливості хімічного складу самородного золота з Бобриківського родовища ($N_{визн.}$ 80): *а* – співвідношення між вмістом Ag і розміром виділення самородного золота, *б* – варіації пробності самородного золота зі зміною глибини.

Висновки:

1. Утворення халькопірит-бляклорудно-герсдорфітових агрегатів з самородним золотом на Бобриківському родовищі відбулось у різко нерівноважних умовах при зміні фізико-хімічних параметрів, які привели до реакційних співвідношень між мінералами і перерозподілу Ag у гідротермальній системі.
2. Самородне золото на Бобриківському родовищі належить до пилоподібного (5-50 мкм) і дрібного (0,05-2 мм) класів. Пилоподібне золото парагенетично пов’язане з бурнонітом, дрібне – з галенітом і кварцом.
3. Пряма залежність зростання пробності самородного золота з глибиною пов’язана з вертикальною зональністю у розподілі популяцій самородного золота з бурнонітом, галенітом і кварцом.

4.3. Метасоматичні зміни навколожильних порід

Основні дані щодо мінералогічних особливостей метасоматичних змін вмісних порід Бобриківського родовища висвітлено у низці праць [30, 47, 62, 91 102]. У розділі розглянуто еволюцію мінерального складу навколожильних метасоматитів Бобриківського золоторудного родовища з деякими уточненнями.

Під час мінералогічних досліджень вмісних порід Бобриківського родовища встановлено, що процес метаморфізації осадової товщі супроводжувався метасоматичними змінами, проявленими у вигляді сульфідизації, карбонатизації і фосфатизації. Протягом діагенезу-метагенезу у вмісних породах відбувалося розчинення і перетворення смектиту, хлориту, плагіоклазів, іліту, перегрупування органічної речовини (до утворення твердих бітумів) і утворення метакристалів піриту й арсенопіриту, залізистих карбонатів, фосфатів рідкісноземельних елементів (флоренсит, ксенотим, монацит), залізовмісного хлориту, мусковіт-фенгіту. Конфігурація границь окремих зон метасоматичних змін, утворених після метаморфізації осадової товщі, нечітка, малопомітна і розпливчаста. Метасоматичні зміни навколожильних порід на родовищі обмежені малопотужними зонами вздовж рудних жил та локальними ділянками, у межах яких породи збагачені новоутвореними мінералами. Локальний характер метасоматичних змін вмісних порід на Бобриківському родовищі пов’язаний з низьким співвідношенням флюїд/порода. Характер та інтенсивність метасоматичних перетворень на Бобриківському родовищі аналогічні встановленим на родовищі Сухий Лог (РФ) [122], де гідротермальні зміни порід загалом слабкі і макроскопічно (за винятком метакристалів сульфідів та інтенсивного розвитку серициту у зальбандах жил) не фіксуються.

Значний вплив на мінеральний склад метасоматичних утворень в породах Бобриківського родовища мають безпосередньо самі вмісні породи. Літологічний контроль у прояві метасоматичних процесів у вмісних породах

родовища підтверджується вибірковою приуроченістю метакристалів піриту до більш глинистих і вуглисто-алевритових сланців, а метакристалів арсенопіриту – до піщано-глинистих сланців та пісковиків. Крім того, скрізь на родовищі у жилах, які перетинають прошарки різного літологічного складу, спостерігається різка зміна мінерального складу при переході від однієї породи до іншої (рис. 4.3.1.), що є ознакою метасоматичного генезису таких жильних утворень [52].

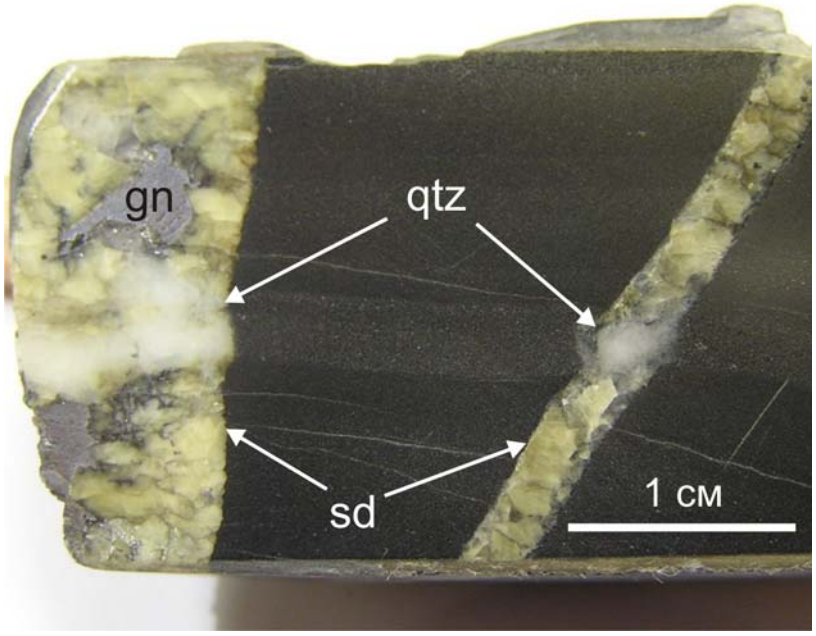
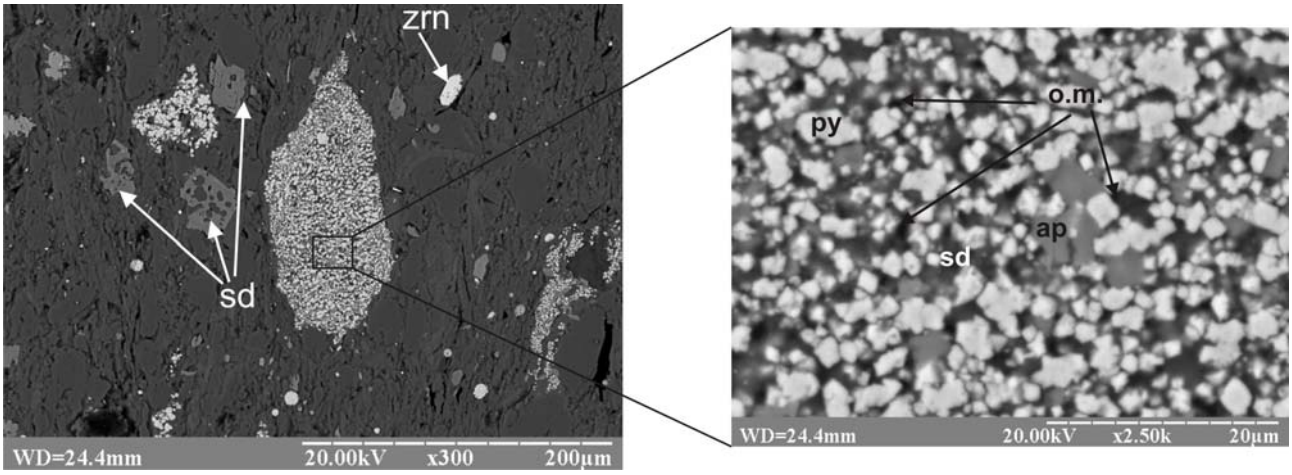


Рис. 4.3.1. Вибіркова приуроченість кварцу (qtz) у прожилку складеному сидеритом (sd) і галенітом (gn) до прошарку пісковика (св. 634, гл. 857,0 м).

На стадіях ката-метагенезу у вмісних породах Бобриківського родовища відбувся процес сульфідизації, який проявився формуванням псевдоморфоз піриту по органічній речовині (рис. 4.3.2*а*) та піриту й арсенопіриту у вигляді метакристалів (підрозділ 4.1.3). Електронно-мікроскопічні дослідження засвідчили, що псевдоморфози є структурами проростання кристалів піриту кубічної форми та виділень сидериту й апатиту неправильної форми. Розмір кристалів піриту не перевищує 30 мкм, а реліктів органічної речовини – 2 мкм (рис. 4.3.2*б*). Для метакристалів піриту й арсенопіриту властива “пойкілітова” структура. Ця особливість пов’язана з ростом метакристалів в умовах

постійного контакту з твердим субстратом, внаслідок чого в них з'являється велика кількість протовключень мінералів субстрату. Ще однією ознакою метасоматичного процесу є напрямок векторів росту індивідів піриту і арсенопіриту у пірит-арсенопіритових прожилкоподібних агрегатах від контакту тріщини в сторону вмісної породи.



а *б*

Рис. 4.3.2. Псевдоморфоза піриту по органічній речовині (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 2Т, гл. 94,0 м): *а* – піритизований фрагмент органічної речовини у просторовій асоціації з сидеритом (sd) та цирконом (zr), *б* – релікти органічної речовини (o.m.) серед проростання піриту (py), апатиту (ap) і сидериту (sd).

Карбонатизація вмісних порід Бобриківського родовища проявлена у вигляді порфіробластів сидериту і анкериту, для яких характерний підвищений вміст MgO і MnO. Аналогічний вміст цих компонетів у карбонатах спостерігається на родовищі Сухий Лог (РФ) [216]. За даними [68], підвищений вміст MgO і MnO є типоморфною ознакою синрудних метасоматитів для галеніт-сфалеритових, срібно-поліметалевих і золото-срібних руд. Анкерит на Бобриківському родовищі крім порфіробластів представлений ниткоподібними прожилками у глинистих сланцях, що утворилися, ймовірно, при гідротермальному метасоматозі в результаті заміщення карбонатного матеріалу сланців. Зв'язок, який спостерігається між мінеральним складом кварц-

анкеритових жил (особливо прожилків) зі складом порід, які вони перетинають (кварц – в пісковиках, анкерит – в глинистих сланцях) вказує на метасоматичну природу жильної мінералізації [52]. Ріст порфіробластів сидериту зумовлений вибірковим розчиненням зерен кварцу й іліту з вмісної породи. Дослідивши мінеральний склад облямівки метасоматичних змін шириною 5 мм навколо метакристалу піриту, встановлено зміну мінерального складу у її фронтальній і тиловій ділянках (рис. 4.3.3). У тиловій частині метасоматичної облямівки (найближчій до метакристалу) виявлені магнезіальний сидерит (пістомезит) в асоціації з фосфатами (апатит, флоренсит), релікти органічної речовини та іліту (рис. 4.3.3*а*, *б*), спостерігаються явища розчинення зерен кварцу. Фронтальна частина облямівки майже повністю складена порфіробластами сидериту з реліктами протовключень іліту, органічна речовина розчинена або перегрупована, кварц не спостерігається (рис. 4.3.3*в*). При цьому у тиловій ділянці відбувається ріст порфіробластів за рахунок швидшого розчинення кварцу, у той час як у фронтальній – швидшого розчинення іліту. У проміжній між фронтальною і тиловою ділянками відбувається розчинення як кварцу так і іліту. У вмісній породі поза зоною облямівки метасоматичних змін спостерігаються релікти органічної речовини, кварцу, луски новоутвореної слюди і порфіробласти сидериту (рис. 4.3.3*г*).

Фосфатизація вмісних порід Бобриківського родовища розвинена поблизу рудних прожилків у вигляді порфіробластів ксенотиму, флоренситу і монациту. Така приуроченість фосфатів до призальбандових ділянок рудних прожилків є відображенням диференціальної рухливості елементів [52]: при просочуванні розчину через субстрат головну роль відіграє розмір гідратованих іонів – крупні гідратовані іони (три- і чотиривалентні метали) мають мінімальну швидкість дифузії, тому осадження фосфатів відбувається у призальбандових ділянках прожилків.

На стадії метагенезу у вмісних породах Бобриківського родовища утворюється хлорит з високим вмістом Fe (табл. 4.15) у вигляді видовжених

листуватих, переважно неправильної форми виділень розміром до 150 мкм у просторовій асоціації з сидеритом, мусковіт-фенгітом, апатитом, монацитом (рис. 4.3.4*а*). Радіально-променисті агрегати хлориту у просторовій асоціації з апатитом, мусковіт-фенгітом та магнезіальним сидеритом спостерігались у кварці на контакті з мінералізованою зоною і вмісною породою (рис. 4.3.4*б*). За хімічним складом хлорит відповідає клінохлору (рис. 4.3.4*в*), а саме його залізистому різновиду – рипідоліту [128].

Проведені дослідження підтвердили візуально прихований, локальний прояв метасоматичних змін вмісних порід на Бобриківському родовищі. Слабко проявлені процеси метасоматичних перетворень вмісних порід, які полягали у серицитизації, сульфідизації і карбонатизації з утворенням фосфатів, пов’язані з загальним прогрівом теригенної товщі під впливом глибинного магматичного вогнища у режимі стиснення і метаморфізмом преніт-пумпеліїтової фації. Головним механізмом метасоматичних перетворень у вмісних породах під час метаморфогенного етапу є порфіробластез, який широко проявлений на родовищі у вигляді метасоматичних вкраплеників піриту, арсенопіриту, сидериту і фосфатів.

Висновки:

1. Метакристалічна мінералізація і жильні утворення піриту, арсенопіриту, сидериту і фосфатів мають метасоматичний генезис.
2. Найпоширенішими на родовищі є сульфідизація і сидеритизація вмісних порід. Розвиток фосфатів і анкериту носить локальний навколожильний характер.

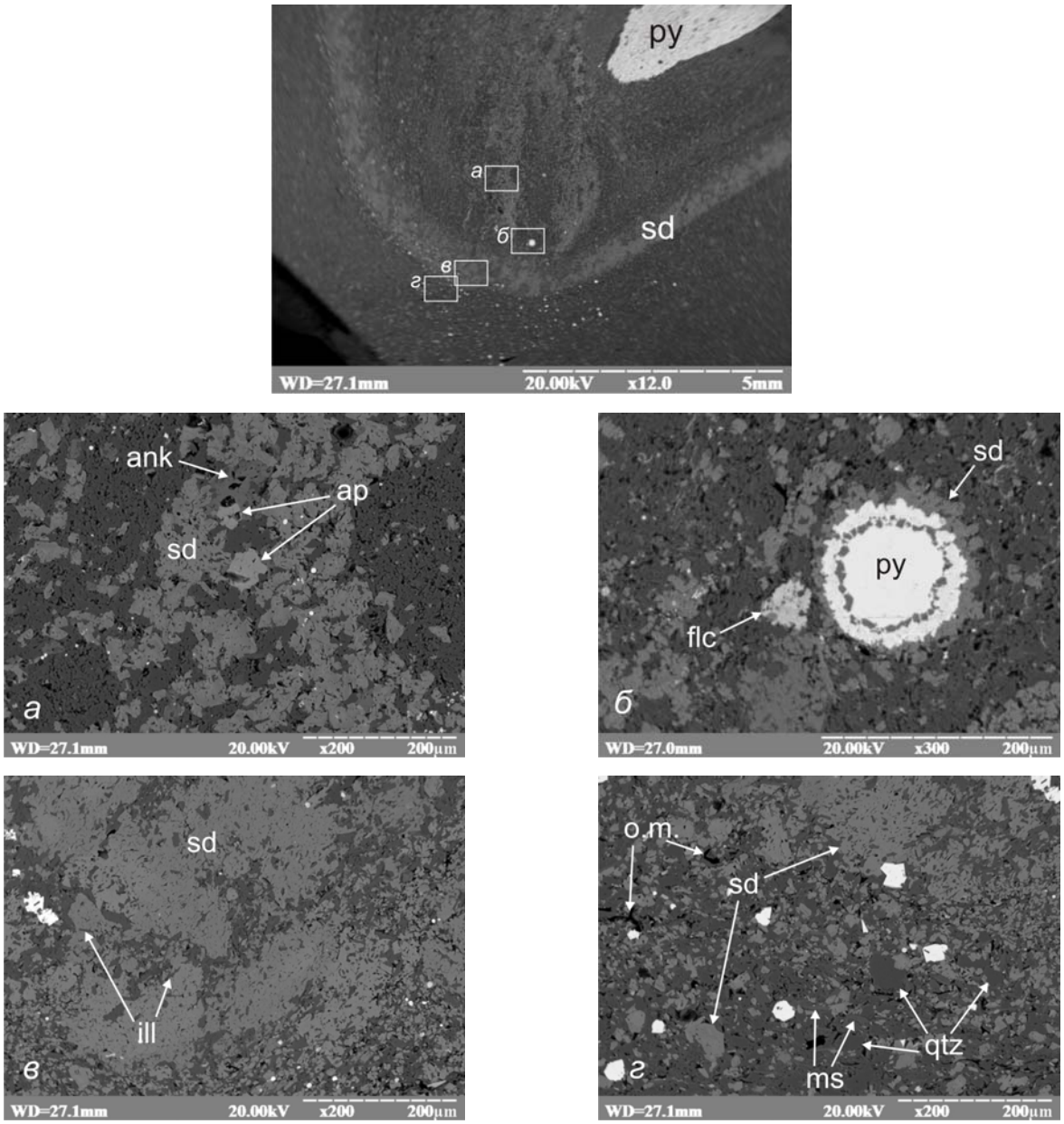
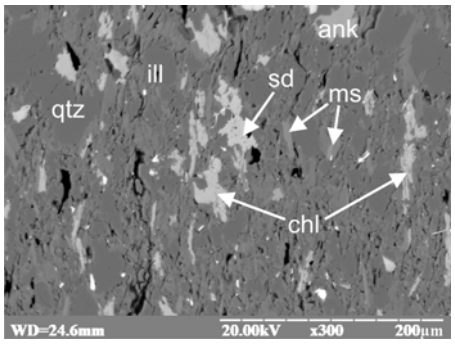


Рис. 4.3.3. Особливості мінерального складу ореолу метасоматичних змін навколо метакристалу піриту (ЕМ, режим відбитих електронів) (св. 634, гл. 585,0 м): *а* – сингенні зростки сидериту (sd) і апатиту (ap), заміщення сидериту анкеритом (ank), *б* – асоціація сидериту (sd) і флоренситу (flc) поблизу виділення піриту (py), *в* – релікти лусок іліту (ill) у фронті розвитку порфіробластів сидериту (sd), *г* – релікти органічної речовини (o.m.), кварцу (qtz) і луски мусковіту (ms) поза зоною розвитку сидериту (sd).

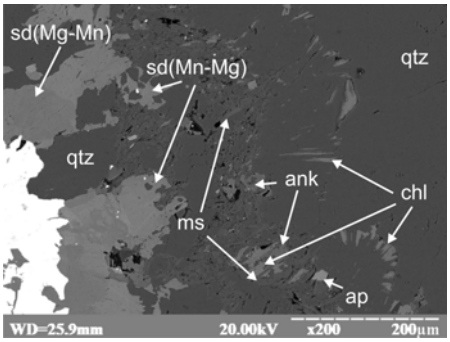
Таблиця 4.15.

Хімічний склад хлориту з вмісних порід Бобриківського родовища за результатами мікрозондового аналізу, ваг.%

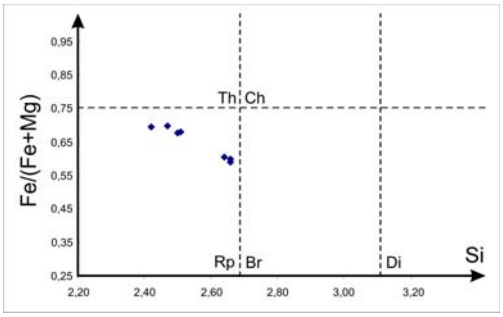
№ проби	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	Сума
634-864_4	23,47	0,05	24,95	32,27	8,49	0	-	-	89,24
634-864_6	23,66	0,08	27,04	32,29	7,91	0,27	0,12	-	91,37
634-864_7	22,74	0,03	25,04	30,27	8,16	0,04	-	-	86,27
634-864_9	22,49	0,05	25,74	32,68	8,12	0,02	-	-	89,11
730-687,5_10	24,80	0,29	23,31	27,70	10,77	0	-	0,24	87,11
730-687,5-11	24,47	0,06	22,60	28,37	10,66	0,08	-	0,11	86,35
730-687,5-13	24,88	0,04	23,59	29,15	10,67	0,07	-	0,08	88,48



а



б



в

Рис. 4.3.4. Особливості хлориту метасоматичного генезису (ЕМ, режим відбитих електронів):

а – просторова асоціація хлориту (chl) сидериту (sd), анкериту (ank) і мусковіт-фенгіту (ms) (св. 634, гл. 864,0 м);

б – радіально-променистий агрегат хлориту (chl) у кварці (qtz) на контакті з мінералізованою зоною, складеною мусковіт-фенгітом (ms), анкеритом (ank), апатитом (ap) і сидеритом (Mn-Mg sd) (св. 730, гл. 687,5 м);

в – хімічний склад хлориту (модифіковано за [128]). Умовні позначення: Th – тюрингіт, Ch – шамозит, Rp – рипідоліт, Br – брунсвігіт, Di – діабантит.

4.4. Мінеральні парагенетичні асоціації і стадійність гідротермального мінералотворення

Проблема стадійності мінералотвірного процесу у межах Нагольного рудного району з різним рівнем детальності вивчена Є.К. Лазаренком [64], Ю.О. Кузнєцовим [57], І.П. Щербанем [102], С.А. Галієм [21], І.М. Зінчуком [39], В.О. Шумлянським [101] та іншими науковцями. Результатом їхніх досліджень є трьохстадійна схема гідротермального мінералотворення. Стадії рудного процесу у порядку кристалізації характеризуються набором стійких мінеральних асоціацій. Під час першої стадії рудного етапу утворились анкерит-кварцові жили з піритом і арсенопіритом, до складу яких входить тонкодисперсне золото [64]. У вмісних породах мінеральна асоціація представлена метасоматитами, складеними кварцом, анкеритом, хлоритом, піритом, арсенопіритом з незначною кількістю апатиту і флоренситу [102]. Під час другої стадії рудного етапу сформувались кварц-анкеритові прожилки або ж нарощувались ранні жили з відкладенням піриту, арсенопіриту, темно-бурого сфалериту, халькопіриту, галеніту, незначної кількості бляклої руди і бурноніту [21, 39]. На третій стадії процесу мінералоутворення утворились самостійні прожилки, або ж продукти цієї стадії розвинулись в одному із зальбандів ранніх кварцових і кварц-карбонатних жил, зрідка – в їхніх центральних тріщинуватих ділянках [64]. Окрім кварцу й анкериту до складу цієї мінеральної асоціації входять пірит, сфалерит, халькопірит, галеніт, бляклі руди, бурноніт, буланжерит, самородне золото, мілерит, герсдорфіт і зігеніт [101].

Більш дрібного ділення стадій на ступені розвитку процесу, речовим проявом яких є парагенетичні мінеральні асоціації, для Бобриківського родовища ще не зроблено. Виходячи з цієї необхідності, досліджено співвідношення між мінералами у межах кожної стадії для більш докладного розділення процесу мінералоутворення на родовищі.

У поданні Н.В. Петровської поняття “парагенетична мінеральна асоціація” охоплює рівноважну сукупність мінералів, утворену у ході обмеженого у

просторі і часі одного процесу за однакових або близьких термодинамічних умов [85]. Протягом однієї стадії утворюється одна або декілька парагенетичних мінеральних асоціацій, які послідовно або одночасно змінюють одна одну в часі на фоні еволюційної зміни параметрів середовища мінералотворення (aS_2, fO_2, pH), які фіксуються за мінеральними рівновагами.

Утворення гідротермальних родовищ охоплює тривалий проміжок часу (від сотень тисяч до десятків мільйонів років), який поділений на послідовні етапи і стадії. Вкорінення магматичних тіл чи тектонічна активізація приводять до зміни фізико-хімічних параметрів у системі флюїд–порода й спричиняють гідротермальний процес. Будь-який гідротермальний процес, ініційований збуренням системи флюїд–порода, тяжіє до врівноваження між флюїдом і блоком вмісних порід. Фізико-хімічна рівновага відбувається відразу або поступово, внаслідок чого утворюється одна або декілька парагенетичних мінеральних асоціацій. Швидкість, за яку відбудеться врівноваження системи флюїд–порода, залежить від інтенсивності процесу: чим більше розчину провзаємодіє з блоком порід, тим швидше врівноважиться система. Кожен період врівноваження системи флюїд–порода можна розглядати як окремий гідротермальний процес, що становить стадію чи етап мінералотворення. Кожна наступна стадія мінералотворення знову буде супроводжуватись зміною фізико-хімічних параметрів у системі флюїд–порода з залученням у гідротермальний процес всіх мінеральних агрегатів, з яких складений блок порід, у тому числі утворених під час попередньої стадії, і ранні агрегати будуть заміщуватись пізніми до врівноваження системи [119].

На основі аналізу текстурно-структурних особливостей і основних закономірностей онтогенезу мінеральних агрегатів виділено мінеральні парагенетичні асоціації і побудовано схему стадійності гідротермального мінералоутворення на Бобриківському родовищі. Головна увага надана співвідношенню між мінералами, зокрема, виявленню ознак одночасного росту (індукційні поверхні між індивідами, взаємне блокування росту), деформацій,

перекристалізації, заміщення. Границі стадій гідротермального мінералоутворення фіксувались за різкою зміною у мінеральному складі агрегатів, яка передбачає корінну зміну хімічного складу мінералоутворювального розчину і за ознаками тектонічних деформацій (дроблення, формування тіней тиску). Кожна стадія гідротермального мінералоутворення супроводжується тектонічними деформаціями. Механічні властивості осадової товщі під впливом гідротермальної мінералізації змінюються. Порфіробласти піриту і арсенопіриту відіграють роль жорстких блоків у пластичній, насиченій поровим розчином, товщі осадових порід і навколо них виникають тіні тиску. Карбонатні агрегати є крихкими і відіграють роль ділянок розвантаження тектонічних напружень. Кварцові агрегати є пластичними і тектонічні деформації реалізуються явищами перекристалізації і формуванням тіней тиску.

Послідовність мінеральних парагенетичних асоціацій, що сформувалися під час тектонічних, метаморфічних і гідротермальних перетворень теригенної товщі осадових порід в межах Бобриківського родовища, наведена у табл. 4.16. У зв’язку з тим, що мінералізація на родовищі представлена прожилковим і вкрапленим типами, мінеральні парагенетичні асоціації у таблиці розділені на дві групи. Перша група мінеральних парагенетичних асоціацій представлена порфіробластичною (метакристальною) мінералізацією (*відмічені курсивом*), друга група – мінеральні парагенетичні асоціації утворені у жильних мінеральних агрегатах (відмічені звичайним шрифтом). Процес мінералотворення на Бобриківському родовищі поділений на три стадії: пірит-арсенопірит-сидерит-поліфосфатну, кварц-полісульфідну, кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітову. Під час кожної наступної стадії об’єм, який займають мінеральні парагенетичні асоціації порфіробластичної і жильної мінералізації у будові мінеральних агрегатів прожилково-вкрапленої мінералізації, щоразу зменшується.

Таблиця 4.16.

Мінеральні парагенетичні асоціації у палеогідротермальній системі Бобриківського родовища

Стадії гідротермального мінералоутворення	Мінеральні парагенетичні асоціації (*порфіробластичні*, жильні агрегати)
Пірит-арсенопірит-сидерит-поліфосфатна	*Піритова* *Пірит-арсенопіритова* Сидерит-апатитова *Ксенотим-флоренситова*
Кварц-полісульфідна	Кварц-пірит-сфалерит-галенітова Кварц-піротин-сфалерит-галенітова Кварц-галеніт-анкеритова *Анкеритова*
Кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітова	Халькопірит-фрейбергітова Тетраедрит-бурноніт-галенітова Халькопірит-герсдорфіт-галенітова Сидерит-магнетитова

Просторово найбільш поширені на Бобриківському родовищі мінеральні агрегати пірит-арсенопірит-сидерит-поліфосфатної стадії гідротермального мінералоутворення, яка представлена піритовою, пірит-арсенопіритовою, сидерит-апатитовою і ксенотим-флоренситовою мінеральними парагенетичними асоціаціями. Піритова асоціація приурочена переважно до порід з переважанням глинистої компоненти і представлена метакристалами у вигляді окремих кристалів або ланцюжків кристалів піриту. Структурне травлення засвідчило, що внутрішня будова окремих метакристалів піриту і метакристалів з ланцюжків однакова і має ознаки, успадковані від текстури вмісної породи. Утворення пірит-арсенопіритової парагенетичної асоціації переважно приурочене до порід з псаміто-алевритовим літологічним складом. Пірит-арсенопіритова асоціація представлена метакристалами арсенопіриту і сингенними зростаннями піриту і арсенопіриту у складі прожилків, які січуть нашарування порід. Гребінчаста конфігурація контактів пірит-арсенопіритових прожилків з вмісною породою свідчить про метасоматичний характер утворення. Аналіз співвідношення між піритом і арсенопіритом цієї асоціації

засвідчив, що початок утворення піриту відбувся дещо раніше арсенопіриту. Мінеральні агрегати сидерит-апатитової і ксенотим-флоренситової парагенетичних асоціацій формуються в умовах пластичних деформацій, про це свідчить утворення метакристалів сидериту, формування тіней тиску навколо метакристалів піриту і арсенопіриту, виповнених сидеритом, сигмаподібна конфігурація сидерит-сульфідних прожилків, складених у призальбандових частинах прожилків паралельно-тичкуватим агрегатом сидериту і агрегатом деформованого піриту у центральній частині. Сидерит-апатитова мінеральна асоціація приурочена до внутрішньожильних призальбандових ділянок, де апатит у вигляді видовжених індивідів розташований ортогонально до зальбандів прожилка і утворює індукційні границі з апатитом. У свою чергу в апатиті спостерігаються сингенні включення монациту. Ксенотим-флоренситова мінеральна асоціація представлена порфіробластами ксенотиму, флоренситу, монациту, сидериту і тяжіє до навколожильного простору вмісних порід, часто зона її поширення не перевищує інтервал 1 мм від зальбанду прожилка. Між флоренситом і сидеритом спостерігаються індукційні границі. Простежується послідовне утворення флоренситу після ксенотиму. У ксенотимі і флоренситі фіксуються мікроскопічні сингенні виділення монациту. Спостереження і фіксація виділень ксенотиму у будові мінеральних агрегатів наступної кварц-полісульфідної стадії гідротермального мінералоутворення пояснюється заміщенням сидериту мінеральним агрегатом кварц-галеніт-анкеритової мінеральної асоціації, під час утворення якої ксенотим не розчиняється, а залишається in situ.

Крихкі деформації, накладені на карбонатні агрегати пірит-арсенопірит-сидерит-поліфосфатної стадії, контролювали процеси заміщення сидериту і анкериту кварцом під час формування мінеральних парагенетичних асоціацій кварц-полісульфідної стадії гідротермального мінералоутворення. У жильних агрегатах кварц-полісульфідна стадія гідротермального мінералоутворення представлена кварц-піротин-сфалерит-галенітовою, кварц-пірит-сфалерит-

галенітовою і кварц-галеніт-анкеритовою мінеральними парагенетичними асоціаціями. У вмісних породах кварц-полісульфідна стадія представлена анкеритовою парагенетичною асоціацією у вигляді порфіробластів, зона формування яких знаходиться поблизу рудних прожилків і не перевищує 10 см у ортогональних напрямках від них. Співвідношення між галенітом, сфалеритом, анкеритом і кварцом у мінеральних агрегатах кварц-полісульфідної стадії засвідчили, що утворення галеніту і анкериту дещо випереджають утворення сфалериту і кварцу, і за часом утворення анкеритова і кварц-галеніт-анкеритова асоціації є одновіковими і найбільш ранніми парагенезисами кварц-полісульфідної стадії гідротермального мінералоутворення. На Бобриківському родовищі спостерігається вертикальна зональність у розподілі жильних мінеральних асоціацій кварц-полісульфідної стадії, пов'язана зі збільшенням кількості піротину на нижніх горизонтах родовища (починаючи з глибини ~ 600 м). Формування агрегатів кварц-піротин-сфалерит-галенітової асоціації по деформованих мінеральних агрегатах пірит-арсенопіритової асоціації супроводжувалося перекристалізацією і формуванням невеликих ідіоморфних індивідів піриту і арсенопіриту у асоціації з піротином і сфалеритом. На верхніх горизонтах родовища переважають мінеральні агрегати кварц-пірит-сфалерит-галенітової асоціації. Мінеральні агрегати кварц-галеніт-анкеритової асоціації розвинені у всьому розрізі родовища і приурочені до ділянок заміщення сидериту анкеритом, яке відбувається за схемою: сидерит → анкерит + галеніт → кварц. Заміщення сидерит → кварц напряму не спостерігається. У жильному кварці кварц-полісульфідної стадії гідротермального мінералоутворення, представленому нерівномірнозернистим агрегатом, катодолюмінесцентним імідж-аналізом (SEM CL) виявлена зональна внутрішня будова. Під впливом наступного періоду крихких деформацій агрегати кварцу деформуються, зональність зникає й індивіди набувають мозаїчної внутрішньої будови.

Мінеральні агрегати кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії гідротермального мінералоутворення сформувались по системі тріщин, утворених внаслідок накладених на мінеральні агрегати кварц-полісульфідної стадії крихких деформацій. У будові мінеральних агрегатів кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії визначальними є реакційні співвідношення між мінералами, пов'язані з заміщеннями лавиноподібного характеру, внаслідок чого утворились мінеральні агрегати халькопірит-фрейбергітової, тетраедрит-бурноніт-галенітової, халькопірит-герсдорфіт-галенітової і сидерит-магнетитової мінеральних асоціацій. Лавиноподібний характер заміщень мінералів під час кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії мінералоутворення свідчить про різку зміну фізико-хімічних параметрів у системі флюїд–порода, що має локальний характер. Досягнення рівноваги відбувається через почергове (нерідко локальне) заміщення халькопіриту срібловмісною бляклою рудою, бляклої руди – бурнонітом з галенітом і полібазитом, піротину – магнетитом, кварцу – сидеритом з герсдорфітом. Мінеральні агрегати халькопірит-фрейбергітової і тетраедрит-бурноніт-галенітової парагенетичних асоціацій переважно розвинені на верхніх горизонтах родовища, а халькопірит-герсдорфіт-галенітової і сидерит-магнетитової – на нижніх. Тетраедрит-бурноніт-галенітова і халькопірит-герсдорфіт-галенітова мінеральні парагенетичні асоціації є золотовмісними. Катодолюмінесцентний імідж-аналіз (SEM CL) засвідчив, що формування золотовмісних парагенетичних асоціацій супроводжується деформацією, розчиненням і перекристалізацією кварцу, утвореного під час кварц-полісульфідної стадії, і формуванням у його тінях тиску нової генерації кварцу разом з самородним золотом. Співвідношення між халькопіритом і бляклою рудою вказує на те, що формування халькопірит-герсдорфіт-галенітової асоціації дещо випереджає утворення тетраедрит-бурноніт-галенітової асоціації, що пов'язано з рухом гідротермального розчину від нижніх горизонтів родовища до верхніх. Обидві золотовмісні мінеральні парагенетичні

асоціації у розрізі родовища умовно розділені за глибиною і спеціалізацією. Тетраедрит-бурноніт-галенітова асоціація, складена тетраедритом, бурнонітом, галенітом, полібазитом, є більш низькотемпературною і має стибієву спеціалізацію зі сріблом, пробність самородного золота складає 600-700. Зона формування тетраедрит-бурноніт-галенітової асоціації розвинена у верхніх горизонтах родовища (до глибини ~ 600 м) і відповідає фронтальній зоні руху гідротермальних розчинів. Середньотемпературна халькопірит-герсдорфіт-галенітова асоціація, складена герсдорфітом, халькопіритом, галенітом і арсенистим піритом має арсенисту спеціалізацію, пробність самородного золота складає 700-900. Зона розвитку халькопірит-герсдорфіт-галенітової асоціації поширена на нижніх горизонтах родовища і відповідає тиловій зоні руху гідротермальних розчинів.

Схема стадійності гідротермального мінералотворення Бобриківського родовища графічно представлена на рис. 4.4.1. Дослідження мінералогічних особливостей вмісних порід і жильної мінералізації з родовища Сухий Лог (РФ) засвідчили, що запропонована схема стадійності гідротермального мінералоутворення та виділені мінеральні парагенетичні асоціації на Бобриківському родовищі відображають загальну тенденцію для золоторудних родовищ орогенного типу, розміщених у чорносланцевих товщах, і у деталях повторюють послідовність виділення мінеральних асоціацій на родовищі Сухий Лог (РФ) [14, 46, 122, 157, 166, 216].

З метою уточнення опублікованих даних досліджено поліровані шліфи з родовища Сухий Лог. Методами рудної мікроскопії, структурного травлення піриту, електронно-мікроскопічних досліджень, рентгено-спектрального мікрозондового аналізу, рентгено-фазових досліджень карбонатів досліджень встановлено, що вмісні породи родовища Сухий Лог містять кварц, слюду (серицит-фенгіт), рутил, кластогенний циркон, фрамбоїдальний пірит, метакристалічну мінералізацію доломіту, піриту і монациту. Найбільш ранніми утвореннями на родовищі є пірит у вигляді пошарових скупчень, лінз,

метакристалів. В асоціації з піритом спостерігається арсенопірит. У сингенних зростках з піритом зафіксовано апатит і монацит. Структурне травлення засвідчило, що формування піриту відбулось шляхом псевдоморфного заміщення породи зі збереженням її структурних елементів. У породі і в тінях тиску піриту спостерігається анкерит.

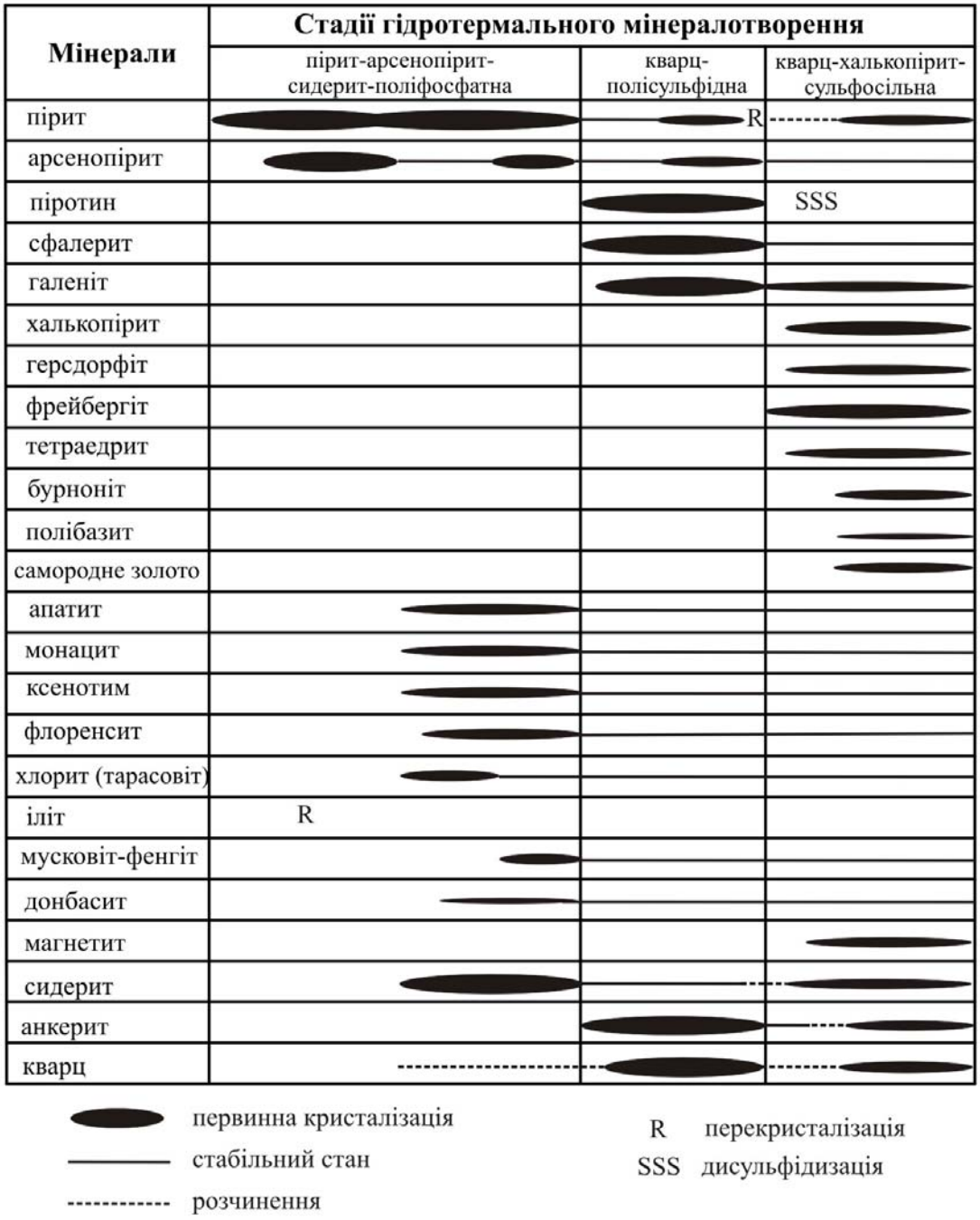


Рис. 4.4.1. Схема стадійності гідротермального мінералотворення на Бобриківському золоторудному родовищі.

По системі крихких тріщин внаслідок заміщення анкеритових агрегатів і породи утворилися пірит, піротин, магнетит, сидерит і кварц, які складають полісульфідну стадію, представлену двома мінеральними парагенетичними асоціаціями: піротин-сидерит-кварцовою з халькопіритом, кубанітом, енаргітом, акантитом, грінокітом, пентландитом, бравоїтом, сфалеритом і галенітом; пірит-сидерит-кварцовою з сфалеритом, галенітом, халькопіритом. Виділення самородного золота на родовищі Сухий Лог зафіксовано в асоціації з арсенистим піритом, кобальтин-герсдорфітом і галенітом, які утворюються під час останньої стадії мінералотворення по системі тріщин крихких деформацій.

Процес становлення Бобриківського родовища, аналогічно до родовища Сухий Лог, вирізнявся довготривалістю і багатостадійністю.

Седиментаційний етап у Донецькому басейні характеризувався осадженням девонських до- і синрифтових порід (до 6 км) і карбонових пострифтових відкладів потужністю 13-14 км [163]. Прояви синрифтового магматизму (D_2-D_3) представлені лужно-ультраосновними, габроїдними, базальтоїдними і лужними породами у зоні зчленування Донбасу і Приазовського блоку УЩ, і діабазами солянокупольних структур північно-західної частини Донбасу [63]. Ознаки, які відображають процес мінералоутворення на стадії раннього діагенезу на Бобриківському родовищі мають стертий або прихований характер. Стяжіння осадового ранньодіагенетичного піриту майже не ідентифікуються або спостерігаються у вигляді видовжених, “розмазаних” стяжінь вздовж тріщин пошарового кліважу і кліважу S-типу.

Інверсія Донбасу почалася наприкінці пізнього карбону і під час ранньої стадії розвитку Донецького прогину мала доволі спокійний і плавний характер [26, 65, 86, 101]. На кінець карбонового або початок пермського періоду припадає формування Головної антикліналі Донбасу [86, 192]. В цей час активно формується також Бобриківська антикліналь [89, 101]. Місце закладання цієї крупної складки зумовлено наслідуванням ранньої

“ембріональної” плікативної структури, залученої до лінійної складчастості загального зминання [89]. А.І. Рєзников [89] стверджує, що на формування Бобриківського родовища значною мірою вплинув механізм формування Бобриківської складки. Закладання лінійної антикліналі під час орогенного етапу з залученням до складчастості палеопідняття створило оптимальні структурні умови для локалізації зруденіння: 1) ділянка нагнітання – місце “розвантаження” тріщинних деформацій в шаруватій товщі; 2) вигин – обстановка розтягу з утворенням глибокопроникної рудопідвідної структури і розкривання тріщинних порожнин на південно-західному крилі [89]. Одночасно зі складчастістю утворились поперечні тріщини відриву, більшість з яких локалізовані у зоні Єланчик-Ровеньківського (Міус-Деркульського) прихованого регіонального розлому [30, 63, 101].

У пізньопермський час інверсія Донбасу набула ознак орогенезу (ранньоорогенна заальська фаза герцинського орогенезу), який, втрачаючи силу, тривав до середнього тріасу (пізньоорогенна пфальцська фаза герцинського орогенезу) [26, 65]. Заальська фаза складкоутворення (P_2) у районах Донбасу і Північного Кавказу супроводжувалась дивергентними рухами і проявами інтрузивного магматизму [192, 193, 206]. Прояви післярифтового магматизму в Донецькому басейні представлені пермськими (280-270 млн років) лужними породами на півдні Донбасу (Південно-Донбаський лужно-базальтоїдний комплекс) [63, 204]. Під час пфальцської фази герцинського орогенезу (P_2-T_1) 200-235 млн років тому (пізньоорогенна стадія) відбулось становлення численних інтрузій магматичних порід у південних районах Донбасу (андезит-трахіандезитовий комплекс) [12, 63, 204]. З андезит-трахіандезитовим магматичним комплексом пов’язують утворення поліметалічної мінералізації Нагольного кряжу, вік якої за результатами дослідження ізотопного складу Pb у сульфідах свинцю оцінений у 205±41 млн років [35]. Згідно опублікованих результатів дослідження калій-аргоновим методом породотвірної слюди [79] метаморфізм продуктивної товщі Донбасу

відбувся у пфальцську фазу герцинського орогенезу (P_2-T_1) 235 млн років тому. Під час пфальцської фази герцинського орогенезу консолідована складчаста структура Донбасу реагувала на тектонічну активність формуванням відносно дрібних складок, брахіскладок, куполів, поновленням раніше утворених і закладенням нових розривних структур [30, 63]. За даними [101] утворення поліметалічної мінералізації Бобриківського родовища безпосередньо пов'язане з формуванням Осьового розлому.

Інтерпретація результатів мінералогічних досліджень свідчить, що під час зминання у складки доволі пластичної і насиченої поровим розчином і кристалізаційною водою осадової товщі відбувалися процеси катагенезу (перетворення смектиту у іліт, перетворення органічної речовини із виділенням сірки у розчин і як наслідок – формування фрамбоїдального піриту, утворення метакристалічної мінералізації піриту і арсенопіриту (пірит-арсенопіритова парагенетична асоціація)). На стадії метагенезу у вмісних породах відбулось формування мусковіт-фенгіту, порфіробластів сидериту, синдеформаційних сидеритових (із фосфатами) жильних агрегатів (сидерит-апатитова і ксенотим-флоренситова парагенетичні асоціації), перегрупування органічної речовини. Карбонатні агрегати при цьому відіграли роль місць локалізації напруг всіх подальших деформацій. Таким чином, етап регіонального метаморфізму теригенної товщі осадових порід розпочався з мобілізації сірки (фрамбоїди піриту і метакристали піриту і арсенопіриту), а завершився формуванням карбонатних лужних розчинів (карбонатні жили з фосфатами).

Співвідношення між мінеральними агрегатами кварц-полісульфідної і кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадій підтверджують, що більш пізня розломна тектоніка спричинила утворення золотовмісних парагенезисів під час кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії гідротермального мінералотворення. За даними [101] формування золото-сульфосольної мінеральної асоціації на Бобриківському родовищі відбувалось під час здіймання і нової фази тектонічних зрушень, які супроводжувались

привідкривання утворених раніше тріщин. Вік утворення мінералізації, оцінений за галенітом, складає близько 200 млн років [101].

На родовищах Сухий Лог і Бобриківське простежується подібна тенденція послідовності процесу мінералоутворення під час становлення родовищ. Під час регіонального метаморфізму на стадіях діагенезу і раннього катагенезу товща осадових порід була насиченою поровим розчином і кристалізаційною водою, внаслідок чого поводила себе як пластичне тіло. Під час складкоутворення на стадіях ката-метагенезу (після утворення піриту у вигляді фрамбоїдів і тонкої пилуватості) формувалась вкраплена мінералізація сульфідів, карбонатів і фосфатів, утворилися карбонатні жили, які були місцем локалізації напруг всіх подальших деформацій. Етап тектоно-магматичної активізації ініціював зародження нової гідротермальної системи, результатом діяльності якої було утворення кварц-полісульфідної мінералізації по деформованих карбонатних агрегатах і прожилках. Пізньоорогенний магматизм спричинив осадження самородного золота в асоціації з бурнонітом, галенітом і в тінях тиску перекристалізованого кварцу.

Висновки:

1. Процес становлення Бобриківського родовища довготривалий і багатостадійний. Стадії мінералотворення розділені тривалими періодами рівноваги у системі флюїд–порода, внаслідок чого зв’язок між стадіями є доволі умовний. Накладення різних тектонічних процесів з великим часовим відривом свідчить, що кожна стадія гідротермального мінералоутворення є наслідком діяльності автономної гідротермальної системи.
2. Метаморфічний етап становлення Бобриківського родовища охоплює формування пірит-арсенопіритової і сидерит-поліфосфатної мінеральних асоціацій.

3. Тектоно-магматична активізація ініціювала зародження гідротермальної системи, яка проявилась формуванням кварц-полісульфідної мінералізації.
4. Більш пізня розломна тектоніка спричинила утворення двох золотовмісних мінеральних парагенетичних асоціацій під час кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії гідротермального мінералотворення.

Розділ 5. МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНА МОДЕЛЬ БОБРИКІВСЬКОГО РОДОВИЩА

Геолого-генетична модель Бобриківського родовища, запропонована групою дослідників на чолі з В.О. Шумлянським [101], враховує еволюцію рудотворення зі зміною джерел гідротермальних розчинів, участь у рудотворенні глибинних вуглець- і сірковмісних флюїдів, запозичення свинцю з підрудних зон високотемпературного метаморфізму, неодноразову гетерогенізацію і дегазацію розчинів, збільшення фугитивності кисню у міру еволюції розчину, взаємодію розчину з вуглистою речовиною порід, перевідкладення і укрупнення золота.

Результати ізотопних досліджень вуглецю у вуглисто-глинистому сланці ($\delta^{13}C$ = -11,0 ‰) і сидериті ($\delta^{13}C$ = -9,5 ‰) з карбонатної жили Бобриківського родовища [21] вказують на єдине джерело вуглецю і підтверджують термодинамічні розрахунки, які свідчать про широку участь органічної речовини у процесах мінералотворення на поліметалевих родовищах Нагольного кряжу, а це прямо вказує на їхню матаморфогенну природу. На єдине і гомогенне джерело вуглецю вказують також середні значення $\delta^{13}C$ сидериту (-8,4 ‰) і анкериту (-8,1 ‰) з верхнього рудного ярусу Бобриківського родовища, отримані І.М. Зінчуком та іншими [39], ці результати інтерпретовані на користь глибинного джерела вуглецю, проте з зауваженням, що CO_2 з $\delta^{13}C$ ~ -7 ‰ може також утворюватись у нижніх горизонтах земної кори, де при метаморфізмі потужних товщ осадових порід за умов високої температури і тиску, ймовірно, відбувається гомогенізація вуглецю різних сполук з усередненням його ізотопного складу. Визначення ізотопного складу вуглецю сидериту і анкериту з прожилків нижнього рудного поверху дають значення $\delta^{13}C$ від -5,0 до -6,6 ‰ [101]. На основі результатів ізотопних досліджень анкериту ($\delta^{18}O$ = +16,6÷+17,2 ‰; $\delta^{13}C$ = -6,4÷-9,7 ‰) і кварцу ($\delta^{18}O_{серед.}$ = +16,7 ‰) з Єсаулівського родовища зроблено висновок про

те, що жильна мінералізація Нагольного кряжу утворилась внаслідок мобілізації речовини з вмісної осадової товщі за участі метеорних вод, підігрітих внаслідок регіонального метаморфізму або під впливом магматичних порід пізньогерцинського віку [50]. Згідно з [21, 65], у процесі метаморфізму разом з вивільненими поровими і матаморфогенними водами відбувається вилучення, міграція і відкладення рудогенних елементів у сприятливих умовах. На родовищах Нагольного кряжу сприятливими передумовами для рудотворення є тектонічні тріщини, де метаморфогенні рудоносні розчини внаслідок різкого зменшення тиску скидають свій корисний багаж, утворюючи кварц-карбонат-сульфідні жили. Формування мінералів, не властивих для родовищ, утворених лише метагенетичними розчинами (рідкісноземельні фосфати, церит, ферберит, каситерит), В.О. Шумлянський та інші [65], пов'язують з впливом прихованих інтрузій, як джерела теплової енергії, яке забезпечувало діяльність конвективних гідротермальних комірок, але основу рудотвірних розчинів, принаймні для утворення золото-срібло-поліметалевих руд, складали метагенні розчини і розсоли.

Вищевказані дані ізотопних досліджень [21, 39, 65, 101] підтверджують матаморфогенний характер і опосередкований зв'язок з магматичним джерелом гідротермальних систем Бобриківського родовища.

Мінералого-геохімічна модель Бобриківського родовища випливає з послідовності виділення мінеральних парагенезисів за певних фізико-хімічних параметрів під час діяльності трьох автономних гідротермальних систем. Оцінка фізико-хімічних параметрів мінералотвірних гідротермальних розчинів у межах мінералого-геохімічної моделі здійснена на основі аналізу мінеральних рівноваг у жильних агрегатах і метасоматичних утворень у вмісних породах з залученням опублікованих результатів досліджень флюїдних включень та ізотопних досліджень [16, 21, 39, 40, 101]. Важливим джерелом інформації про фізико-хімічні параметри гідротермального мінералоутворення є присутність трьох сульфідів заліза (піриту, арсенопіриту, піротину) і магнетиту у рудних

тілах Бобриківського родовища, зміна у часі піриту сидеритом, заміщення сидериту анкеритом, а анкериту – кварцом та ін.

У реальній термодинамічній системі по мірі перебігу гідротермального процесу встановлюються локальні рівноваги, а ступінь нерівноважності термодинамічної системи зменшується [38]. При цьому термодинамічна система ніколи не досягає цілковитої рівноваги, а максимально до неї наближається. Якщо припустити, що становлення Бобриківського родовища є результатом діяльності єдиної гідротермальної системи, вкінці процесу мінералоутворення гідротермальна система була б максимально наближеною до рівноваги, що відобразилося б на структурно-текстурних особливостях мінеральних агрегатів. Проте, аналіз мінеральних парагенетичних асоціацій вказує на протилежну тенденцію, з чого випливає, що становлення Бобриківського родовища є наслідком діяльності трьох різновікових автономних гідротермальних систем, ступінь нерівноважності кожної з яких, від першої до останньої, зростав. Ступінь нерівноважності другої і третьої гідротермальних систем проявився зменшенням їхнього об’єму (звуженням і локалізацією до тріщин), що невідривно пов’язано зі зміною механічних властивостей порід під час тектонічних деформацій різного типу, які мали місце в геологічній історії Донбасу. Дві останні гідротермальні системи діяли в градієнтному полі, де проявились виразні геохімічні градієнти.

Відсутність інтенсивних метасоматичних змін на Бобриківському родовищі під час діяльності першої гідротермальної системи, ініційованої регіональним метаморфізмом теригенної товщі осадових порід, пояснюється геохімічною рівновагою метагенного розчину з осадовими породами і низьким співвідношенням флюїд/порода. При низькому співвідношенні флюїд/порода головним чинником метасоматичних перетворень є зміна активності і концентрації того чи іншого хімічного елементу у гідротермальній системі, оскільки сам розчин з породою взаємодіє дуже слабо. На Бобриківському родовищі відбувається слабка метасоматична переробка осадової товщі,

метасоматичні зміни вмісної породи спостерігаються на відстані не більше 10 см від тріщини.

Теригенна товща осадових порід в межах Бобриківського родовища зазнала постдіагенетичних перетворень, які досягнули нижньої межі епіметаморфізму, що підтверджується наявністю органічної речовини у вигляді антраксоліту у вмісних породах [21], утворенням слюди типу мусковіт-фенгіту і розрахунками індексу Кьоблера. Виходячи з цього, фізико-хімічна рівновага порода-розчин під час діяльності першої гідротермальної системи визначається наявністю органічної речовини і мусковіту.

Перша фаза зминання теригенної товщі осадових порід в межах Бобриківського родовища призвела до розчинення хлориту і утворення метакристалічної мінералізації піриту за реакцією [183]:

$$Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 12H_2S + 3O_2 \rightarrow 6FeS_2 + 4SiO_2 + 16H_2O$$

Електронно-мікроскопічні дослідження метакристалів піриту на Бобриківському родовищі засвідчили, що пірит утворився в осадовій породі, в якій ще існував хлорит. Аутигенний кварц перекристалізовувався, змінював форму і доростав. Вибіркова приуроченість піриту і арсенопіриту до верств алевролітів і пісковиків на родовищі зумовлена варіаціями pH розчинів, рівноважних з пісковиками і алевролітами відповідно. Оскільки арсен переноситься лужними розчинами і осаджується при пониженні pH [45], що властиве для прошарків пісковиків, то утворення арсенопіриту на Бобриківському родовищі відбувалося на геохімічному бар’єрі, яким слугували прошарки пісковиків і, відповідно, рівноважні з ними кислі розчини. У той час як сприятливими для формування піриту були лужні розчини, рівноважні з прошарками аргілітів і алевролітів. На основі термодинамічних розрахунків [45] встановлено умови стійкості арсенопіриту при взаємодії з розчинами з різним pH в інтервалі температур 25-300 °C. Найбільшу розчинність арсенопірит має або в кислих, або в лужних розчинах. Температура розчинів мало впливає на розчинність арсенопіриту в кислій області pH. У нейтральних і

лужних розчинах розчинність арсенопіриту значно збільшується зі зростанням температури. У відновному середовищі, зумовленому наявністю органічної речовини, арсенопірит розчиняється конгруентно у вузькій області значень pH. Ця область розміщена при низькій температурі у близько нейтральних розчинах, а при підвищенні температури зміщується у сторону кислих pH. Вплив на арсенопірит слабокислих розчинів (pH ≈ 3-5) за температури близько 300 °C призводить до появи парагенезису арсенопіриту з елементарним миш'яком; з пониженням температури як третя фаза з'являється пірит. Стійкість парагенезису арсенопіриту з піритом при 300 °C спостерігається лише в суттєво кислих умовах (pH<3), а при зменшенні температури область стійкості парагенезису зміщується до нейтральних і слабколужних умов. В близьконейтральних і слабколужних розчинах (при 300 °C) арсенопірит розчиняється інконгруентно з утворенням магнетиту, до якого при подальшому підвищенні лужності додається льолінгіт [45]. Л. Кларком [44] експериментально встановлено, що максимальна температура співіснування піриту і арсенопіриту не перевищує 491 °C, і це значення не залежить від співіснування з піритом і арсенопіритом піротину.

Головними параметрами, які впливають на стійкість піриту, є fS_2, fO_2 і T. Зниження температури і підвищення концентрації сірки розширяють поле стійкості піриту. Згідно розрахунків [45] при 300 °C і $\sum S = 10^{-1} – 10^{-3}$ пірит стійкий при низьких значеннях $P_{O2} = 10^{-27} – 10^{-37}$ у широкому інтервалі pH – від 2 до 10. Зростання активності кисню за інших рівних умов приведе до заміщення піриту гематитом, а її зменшення – до розвитку за рахунок піриту недонасичених сіркою сульфідів заліза.

Властива для арсенопіриту значна варіація хімічного складу, яка полягає у підвищенні і зниженні відношення As/S від $FeAs_{1,08}S_{0,92}$ до $Fe_{0,99}As_{0,86}S_{1,14}$, дає можливість застосовувати арсенопірит як геотермометр [117, 143, 154, 160, 165, 196, 199]. На залежність відношення As/S в арсенопіриті від температури, тиску і фазового складу асоціацій вперше звернув увагу Л. Кларк [44] при експери-

ментальному вивченні системи Fe–As–S. Дещо пізніше Х. Кречмер і С. Скот [154] показали, що зміна цього відношення не залежить від загального тиску і склад арсенопіриту у певній мінеральній асоціації може використовуватись для оцінки температури в мінералотвірних системах. Вміст арсену (ат. %) в арсенопіриті залежить від температури та активності сірки. Межі варіації активності сірки можна розрахувати за складом арсенопіриту і співіснуючих з ним інших сульфідів. Для співіснуючих в рівновазі піриту і арсенопіриту вміст арсену у арсенопіриті дає відносно вузький інтервал температур [154]. Геотермометр найкраще дає результати для рівноважних мінералів, утворених за умов нижче зеленосланцевої фації [199].

Мікрозондовим рентгеноспектральним аналізом встановлено хімічний склад метакристалічного (25 точок аналізу) і жильного (32 точки аналізу) арсенопіриту з руд Бобриківського родовища. На фазову діаграму (рис. 5.1) винесено області значень арсенопіриту з концентрацією домішок Co, Ni, Mn і Sb меншою 0,5 ат.%, оскільки навіть незначні кількості цих елементів впливають на відношення As/S у арсенопіриті [196, 199]. Основна маса метакристалічного арсенопіриту містить від 27,5 до 29,5 ат.% As, що складає температурний інтервал 240-310 °C при фугитивності сульфідної сірки 10^{-14}-$10^{-10,5}$ Па. Арсенопірит у складі прожилків містить 29,5-31,5 ат.% As, що відповідає температурі 310-430 °C і фугитивності сірки $10^{-10,5}$-$10^{-6,5}$.

Отриманий графічно температурний інтервал (240-430 °C) формування арсенопіриту Бобриківського родовища співпадає з опублікованими даними вивчення газово-рідинних включень. Параметри утворення пірит-арсенопіритової мінеральної асоціації визначені М.В.Курилом і В.В. Бурмістровою [61] за флюїдними включеннями у сингенному з жильним арсенопіритом кварці і регенераційному кварцовому цементі пісковика зі світи C_2^0, звідки відібрані метакристали арсенопіриту, склали 400-270 °C і 150-50 МПа.

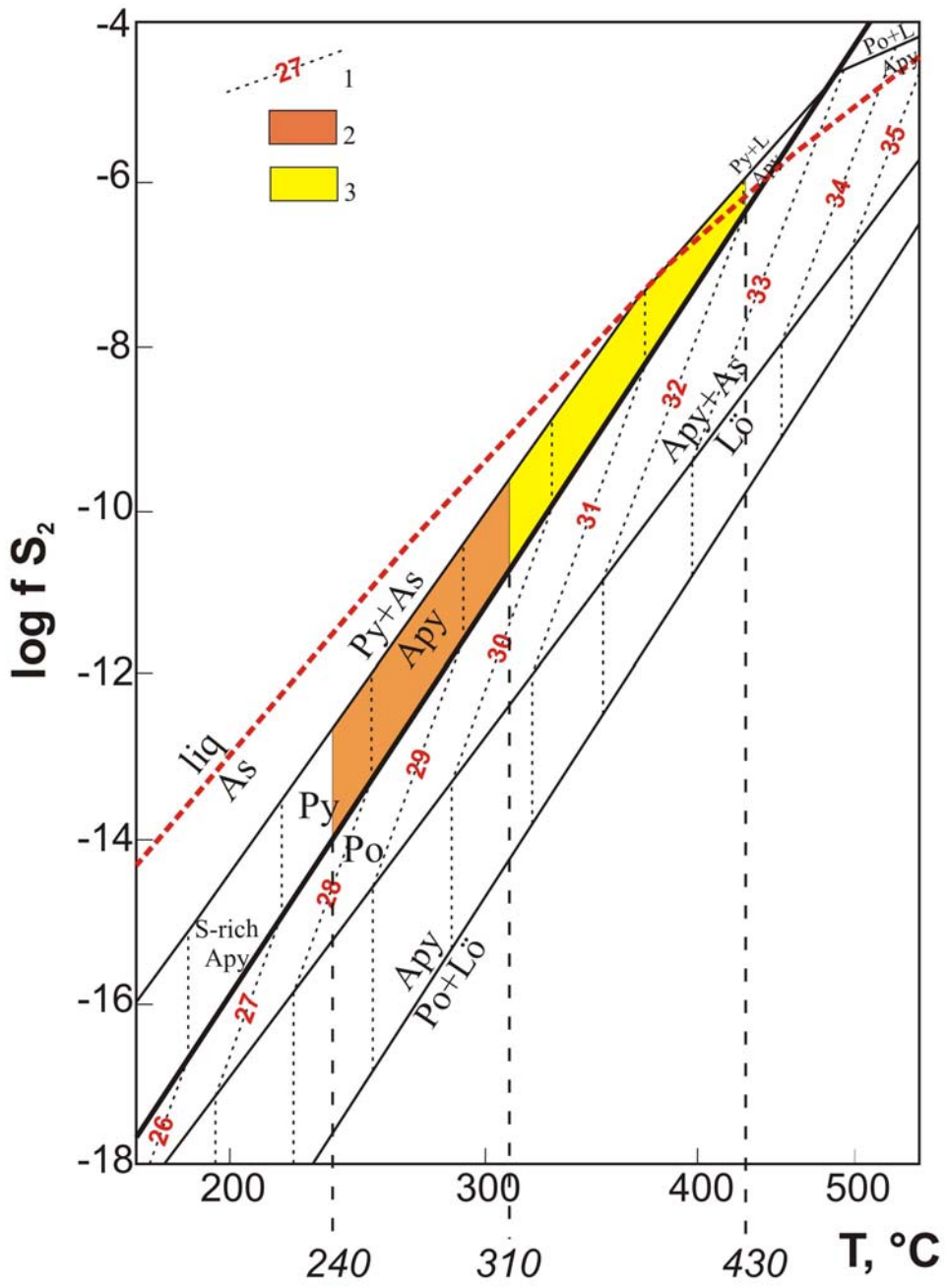


Рис. 5.1. Області метакристалічного (2) і жильного (3) арсенопіриту Бобриківського родовища на діаграмі стабільності арсенопіриту у координатах log*f*(S_2)-T з винесенням ізоплет ат.% As у арсенопіриті (1) (модифіковано згідно з [154, 199]).

Друга фаза зминання теригенної товщі осадових порід у межах Бобриківського родовища включала перегрупування органічної речовини, формування карбонатних паралельно-тичкуватих агрегатів, утворення

метакристалічної мінералізації сидериту і фосфатів рідкісноземельних елементів у парагенезисі з мусковіт-фенгітом. Заміщення хлориту слюдою і утворення карбонату свідчить про збільшення фугитивності CO_2, а також про зменшення фугитивності сірки внаслідок вироблення сульфідної сірки на утворення метакристалічної мінералізації піриту і арсенопіриту. Формування сидериту відбувалось у породі, в якій вже утворилась слюда, за реакцією [183]:

$$Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 6CO_2 \rightarrow 6Fe(CO_3)_2 + 4SiO_2 + 4H_2O$$

Зростання співвідношення fCO_2/fS_2 привело до еволюційної зміни пірит-арсенопіритового парагенезису сидерит-апатитовим і ксенотим-флоренситовим. При цьому значення фугитивності сірки залишались у полі стабільності піриту, про що свідчить доростання піриту і арсенопіриту під час утворення сидериту.

Стійкість карбонатів залежить від парціального тиску вуглекислого газу в системі, при цьому утворення сидериту пов’язане з максимальним тиском CO_2 [73, 102]. Особливо високим повинен бути тиск CO_2 у випадку присутності у системі сульфідної сірки, оскільки відбувається своєрідна конкуренція за сполучення з залізом, і рівновага зміщується у бік формування піриту.

Зі збільшенням тиску вуглекислого газу верхня температурна границя стійкості асоціацій сидериту і анкериту з кварцом підвищується і при P_{CO2} = 100 МПа проходить в температурних інтервалах 300-350 і 400-420 °С відповідно. Згідно з термодинамічними розрахунками М.В. Курила та ін. [21, 60], виконаними на основі мінеральних парагенезисів у кварц-карбонат-сульфідних жилах (рис. 5.2), парціальний тиск вуглекислого газу при формуванні високотемпературних жил Нагольного кряжу досягав понад 100 МПа. Саме завдяки високому парціальному тискові CO_2 асоціація кварц+сидерит зустрічається у найвисокотемпературніших утвореннях Нагольного кряжу, якими є жили Бобриківського родовища. На основі розрахунку реакцій за участі вуглекислоти, проведених І.П. Щербанем та ін. [102], доведено, що формування карбонату в асоціації зі слюдою лімітоване активністю вуглекислого газу, у

випадках, коли [$\sum CO_2$] не опускається нижче 10^{-3}, при цьому зростання температури приводить до зменшення активності CO_2. На думку І.М. Зінчука та інших [39], зміна піриту сидеритом на Бобриківському родовищі вказує на зниження активності сульфідної сірки у розчинах з часом в умовах стабільно підвищеної активності вуглекислоти, а зміна складу жильних карбонатів з часом у сторону зменшення в них вмісту заліза (сидерит → анкерит) є наслідком зниження активності CO_2.

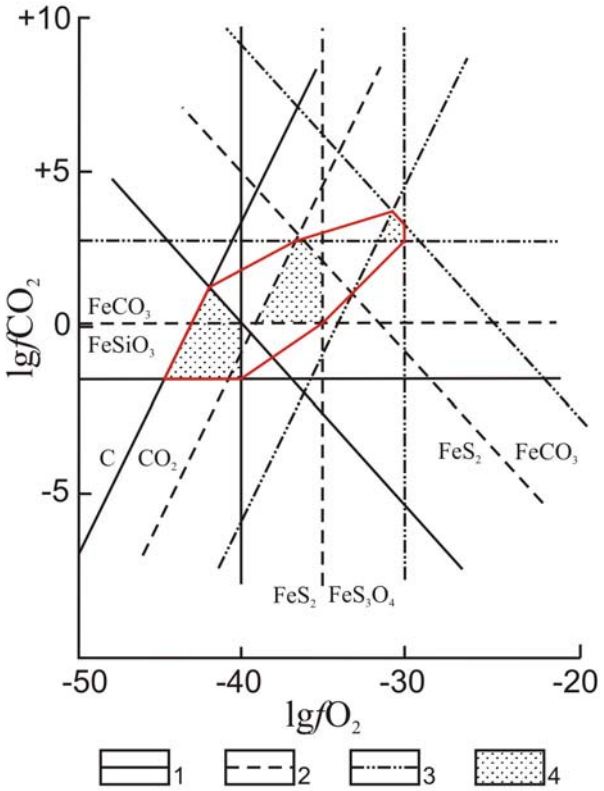


Рис. 5.2. Діаграма стійкості основних мінеральних парагенезисів кварц-карбонат-сульфідних жил Нагольного кряжу в координатах fCO_2 – fO_2 [21, 60].

Умовні позначення:

1 – 200; 2 – 250; 3 – 350 °C; 4 – область рудоутворення для визначених температур і парціальних тисків сірки, кПа: 1 – 200 °C, P = $10^{-12,5}$ кПа, кварц + анкерит, 2 – 250 °C, P = 10^{-10} кПа, кварц + анкерит + сидерит, 3 – 350 °C, P = 10^{-8} кПа, кварц + сидерит.

Стабільність флоренситу ($CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$) на Бобриківському родовищі зумовлена значеннями фугитивності кисню у полі активності сульфід-іону. Збільшення фугитивності кисню за участі сульфат-іону призведе до утворення сванбергіту ($SrAl_3(PO_4,SO_4)(OH)_6$). При збільшенні парціального тиску кисню поле стабільності флоренситу зміщуватиметься у сторону лужного середовища, яке за умови високої активності Ca^{2+} призведе до формування апатиту [131].

Термодинамічні параметри гідротермального мінералоутворення на Бобриківському родовищі під час сидерит-фосфатної стадії встановлено С.О.

Гулієм та ін. [21] методом термобарогеохімії. Згідно їхніх даних температура утворення сидериту, парагенетично пов'язаного з антраксолітом, склала інтервал 271-295 °С, тиск 98-118 МПа (густина CO_2 0,743-0,653 г/см^3). Концентрація розчинів відповідала близько 6 мас.% NaCl-екв. Під час діяльності першої гідротермальної системи середовище мінералоутворення було слабо градієнтним і переміщення золота, якщо й відбувалось, то локально. Можна припустити, що золото переміщувалось із зони з більшим pH у ділянки з меншим pH і накопичувалось у ділянках перегрупування органічної речовини.

Внаслідок діяльності другої гідротермальної системи по деформованих карбонатних мінеральних агрегатах утворилися мінеральні агрегати кварц-полісульфідної стадії. Головні рудні мінерали цієї стадії представлені піротином, сфалеритом і галенітом; жильні – кварц і анкерит. Формування порфіробластів анкериту на відстані не більше 10 см від рудних прожилків свідчить про слабку нерівноважність розчину і вмісних порід. Під час діяльності другої гідротермальної системи явища заміщення мінералів мають локальний характер і проявлені розчиненням порфіробластів сидериту і утворенням анкериту. Утворення анкериту під час кварц-полісульфідної стадії зумовлено високою активністю Ca^{2+} і зростанням активності сірки. За таких умов сидерит стає нестабільним і заміщується анкеритом, який у свою чергу заміщується кварцом.

Розчинною формою кремнезему є дуже слабка ортокремнієва кислота (H_4SiO_4), яка за кімнатної температури значно слабша вугільної кислоти. Проте з підвищенням температури константа дисоціації ортокремнієвої кислоти помітно збільшується і за температури 200 °С вона здатна розчиняти карбонати [95]. Основна маса кремнезему вилучається з розчинів шляхом полімеризації до стадії гелеутворення з подальшою кристалізацією або шляхом безпосередньої кристалізації [1, 70]. Полімеризація ортокремнієвої кислоти спостерігається при різкому перенасиченні розчинів, яке відбувається при зміні p-T умов природного середовища [70]. Окільки кварц володіє високою вільною енергією

поверхні, він важче утворює зародки, ніж аморфний кремнезем. Експериментально доведено, що подоланню високого активаційного бар'єру кварцу та його кристалізації сприяють слабка перенасиченість розчину кремнеземом, висока температура, яка повільно знижується, існування геохімічного бар'єру і наявність затравки [130].

На Бобриківському родовищі кварц утворився після розчинення карбонатів у місцях, де карбонатні прожилки перетинають прошарки пісковиків, які відігравали роль колекторів, по яких рухався кислий розчин. Геохімічним бар'єром, на якому утворився кварц, були ділянки змішування рівноважного з глинистими породами лужного розчину, який переносив ортокремнієву кислоту, і кислого розчину, який рухався по прошарках пісковиків. Роль затравки для кристалізації кварцу відігравав кварц з пісковиків.

Експериментально встановлено, що в слабокислих хлоридних розчинах стехіометрична (конгруентна) розчинність піриту, галеніту і сфалериту збільшується зі зростанням температури [88]. Це визначає можливість спільного перенесення високотемпературними розчинами халькофільних елементів і сульфідної сірки у кількостях, які перевищують мінімально необхідні для формування промислових родовищ. Однак, при температурах нижчих 200-250 °С розчинність сульфідів у хлоридних розчинах занадто мала, щоб забезпечити спільне перенесення достатніх кількостей металів і сірки. В температурному інтервалі 300-400 °С розчинність піриту, галеніту і сфалериту знижується на два порядки, наслідком чого є масове осадження сульфідів при охолодженні гідротермальних розчинів у кислому середовищі.

Середовище мінералоутворення під час кварц-полісульфідної стадії мало кислу реакцію, що сприяло утворенню полісульфідів. У ході осадження мінералів кварц-полісульфідної стадії пірит і арсенопірит перекристалізовувались, а фосфати залишались стійкими до змін параметрів

середовища. Кисле середовище не сприяло осадженню самородного золота, радше відбувалося його розсіяння.

Параметри другої гідротермальної системи оцінено за особливостями хімічного складу сфалериту. Розрахована залізистість сфалериту з Бобриківського родовища складає 3-14 мол.% FeS. Ці дані й опубліковані С.О. Галієм і М.В. Курилом [16] результати досліджень флюїдних включень у сфалериті (360-250 ° і < 170 МПа) визначають область формування сфалериту під час кварц-полісульфідної стадії у парагенезисі з піритом і піротином на діаграмі log$f$S$_2$–T (рис. 5.3). Формування сфалериту на Бобриківському родовищі відбувалося за фугитивності сірки $10^{-6,5}$-$10^{-12,5}$.

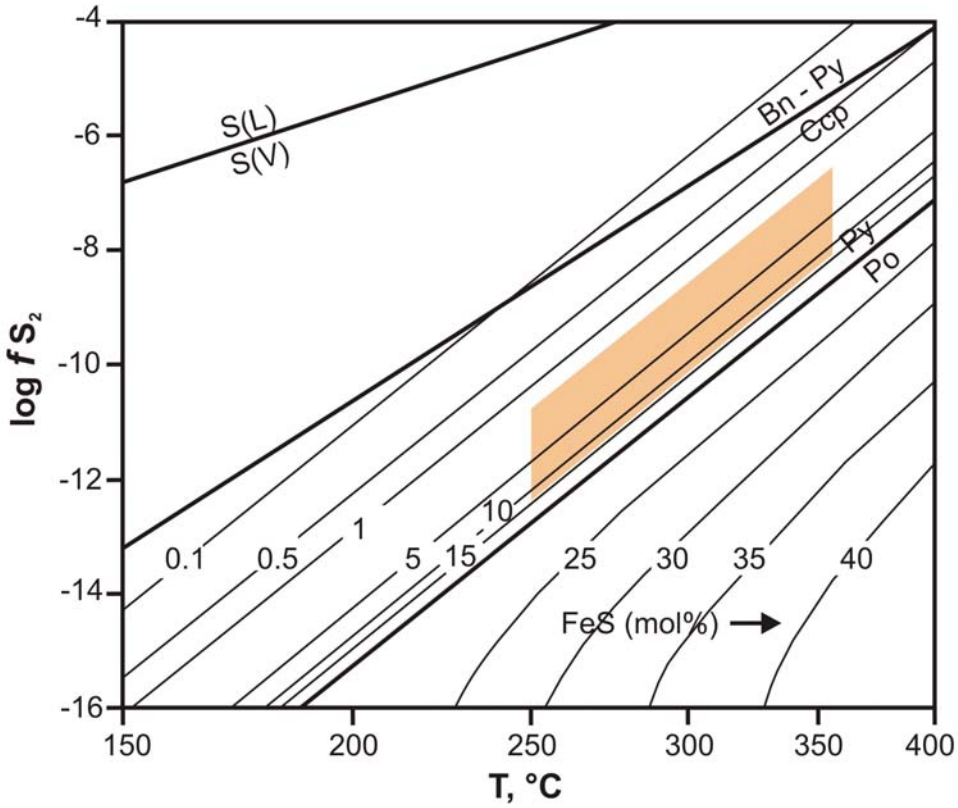


Рис. 5.3. Варіації вмісту FeS у сфалериті Бобриківського родовища на діаграмі log$f$S$_2$–T. Показано ізоплети мол.% FeS у рівноважному з піритом і піротином сфалериті, лінії рівноваг пірит (py)-піротин (po) і борніт (bn) + пірит (py) – халькопірит (ccp) (модифіковано за [120, 197]).

Третя гідротермальна система Бобриківського родовища характеризувалась найменшою рівновагою, внаслідок чого виникали інтенсивні геохімічні бар'єри, які проявились у вигляді реакційних співвідношень між мінералами. Майже всі мінерали кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії утворилися шляхом заміщення.

Параметри гідротермального мінералоутворення під час кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії на Бобриківському родовищі оцінено за умовами формування двох золотовмісних парагенезисів: тетраедрит-бурноніт-галенітового і халькопірит-герсдорфіт-галенітового, поширених на верхньому і нижньому горизонтах родовища відповідно.

Електронно-мікроскопічними дослідженнями встановлено, що утворення тетраедриту на Бобриківському родовищі підпорядковане реакційним взаємодіям між срібловмісною бляклою рудою і розчином, з якого формується бурноніт. Цей процес взаємодії срібловмісного тетраедриту із розчином у першому наближенні можна описати у вигляді реакції:

$$Cu_8Ag_2(Zn,Fe)_2Sb_4S_{13} + 2Pb^{2+} + HS^- \rightarrow$$

$$0{,}7Cu_{10}(Zn,Fe)_2Sb_4S_{13} + PbS + PbCuSbS_3 + 0{,}1Ag_{16}Sb_2S_{11} + H^+.$$

Температура формування бляклих руд Бобриківського родовища, оцінена за термометром Сека [191] і не перевищує 200 °С: 190-170 °С для фрейбергіту і близько 150-100 °С для Ag-тетраедриту (рис. 5.4.).

Встановлений температурний інтервал (100-200 °С) утворення бляклої руди на Бобриківському родовищі за термометром Сека є дещо нижчим, ніж дані отримані при вивченні газово-рідинних включень і опубліковані в [40, 101]. Автори вказаних публікацій відмічають неодноразові періоди гетерогенізації і дегазації вуглекислотно-водних флюїдів у інтервалі 170-280 °С, які відповідають умовам утворення золотоносних асоціацій. Дегазація повинна спричинити збільшення pH гідротерм у зв'язку з виділенням CO_2.

Експериментально встановлено [71, 90], що переважання Sb над As у бляклих рудах є ознакою лужності мінералотвірних розчинів і відновних умов

рудогенезу, що пов'язане з різною стійкістю комплексів $(AsS_3)^{3-}$ і $(SbS_3)^{3-}$ у разі зміни pH і Eh мінералоутворення. Зниження лужності розчинів приводить до розпаду комплексних аніонів, при цьому сульфоаніони стибію починають розпадатися в умовах близько нейтрального-слабко кислого середовища, у якому сульфоаніон арсену все ще залишається стійким.

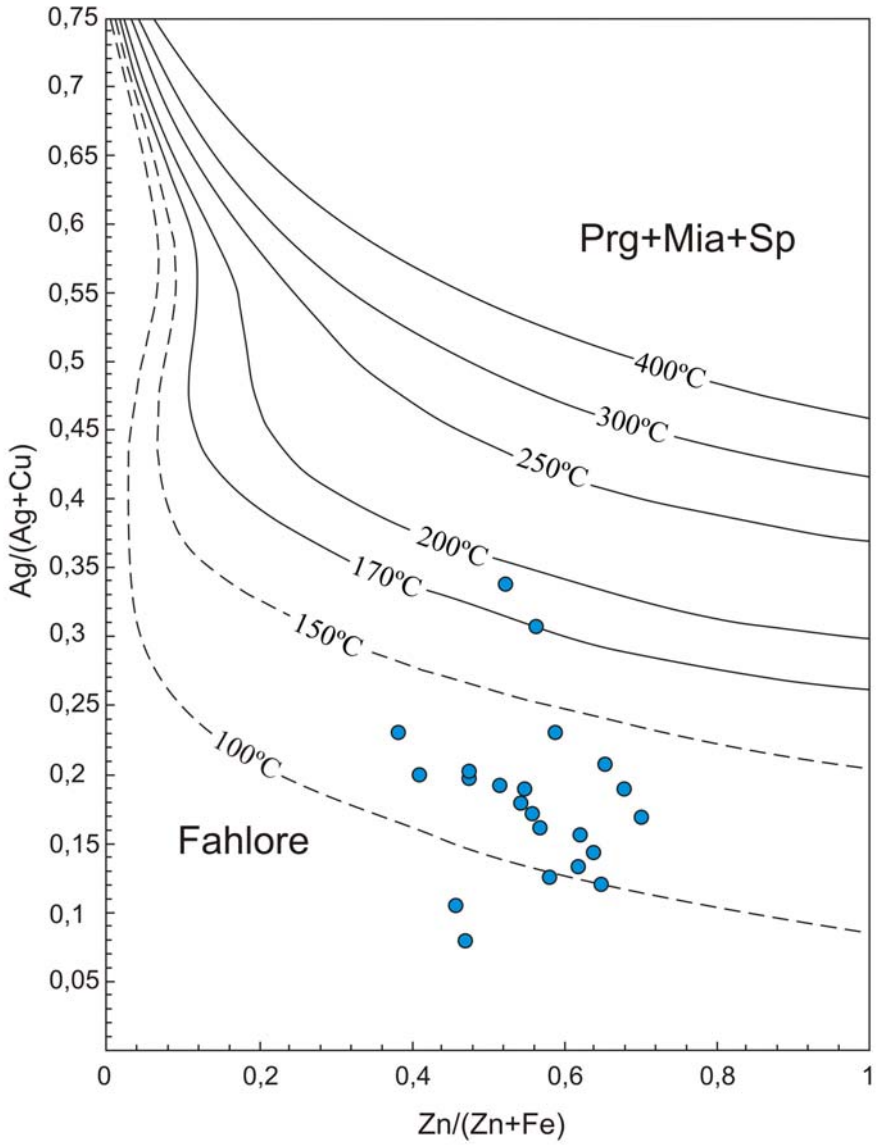


Рис. 5.4. Молярні величини Ag/(Ag+Cu) і Zn/(Zn+Fe) бляклих руд з Бобриківського родовища співставлені з розчинністю Ag у бляклій руді в системі Ag_2S-Cu_2S-ZnS-FeS-Sb_2S_3 за температур від 100 до 400°C. Блякла руда (fahlore) знаходиться у рівновазі з піраргіритом (prg), сфалеритом (sp) і міаргіритом (mia). Градуювання здійснене за [191].

Утворення на нижніх горизонтах родовища герсдорфіту і арсенистого піриту під час кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії гідротермального мінералотворення свідчить про дефіцит сульфідної сірки у гідротермальній системі, а утворення магнетиту у асоціації з герсдорфітом – про відновні умови середовища мінералоутворення. На думку Є.К. Лазаренка та ін. [64] герсдорфіт утворюється при перекристалізації руд, які містять арсенисті мінерали з привнесенням Ni і Co низькотемпературними розчинами. Авторами монографії припускається, що формування герсдорфіту відбувалось за участі окисних флюїдів за температури близько 100 °C [64]. Одиничне спостереження ульманіту (NiSbS) в асоціації з герсдорфітом оцінено як ознаку високої концентрації Ni і низької концентрації Fe. Розчинення кварцу під час утворення золотовмісної халькопірит-герсдорфіт-галенітової парагенетичної мінеральної асоціації на глибоких горизонтах родовища свідчить про лужну реакцію мінералотвірного розчину.

Золото переважно переноситься гідротермальними флюїдами у вигляді гідросульфідних і хлоридних комплексів [109, 144, 200, 205]. На основі термодинамічної моделі Г.О. Пальяновою розраховано, що процес становлення золоторудних-родовищ орогенного типу здійснювався за участі близьконейтральних-слабко кислих високохлоридних розчинів [179]. Результати термодинамічного моделювання підтвердили формування самородного золота під час пізніх продуктивних стадій внаслідок перевідкладення раннього тонкодисперсного золота в сульфідах під дією розчинів. Утворення мінеральних асоціацій, які містять сульфосолі срібла, відбувалось за рахунок вилучення срібла з самородного золота високохлоридними арсен-стибієвими розчинами. Внаслідок цього процесу відбуватиметься підвищення пробності раннього самороднього золота і утворення фрейбергіту, пруститу (полібазиту), міаргіриту. Не виключеним є привнесення срібла новими порціями хлоридних розчинів на пізніх стадіях гідротермального мінералотворення [179].

Експериментально доведено, що золото у складі гідросульфідних комплексів переноситься розчинами з низькою соленістю і fO_2 при змінних параметрах pH [109, 200]. У нейтральному і слабко кислому середовищі за відновних умов і відносно низьких температурах переважає комплекс $Au(HS)_2^-$, тоді як комплекси $AuHS^0$ і $HAu(HS)_2^0$ стабільні при нижчих значеннях pH [93, 144, 179, 182, 183]. Комплекс $AuCl_2^-$ переважає у більш кислому середовищі у збіднених H_2S розчинах (проте з підвищеною соленістю) при відносно високій fO_2 і при високих температурах (рис. 5.5).

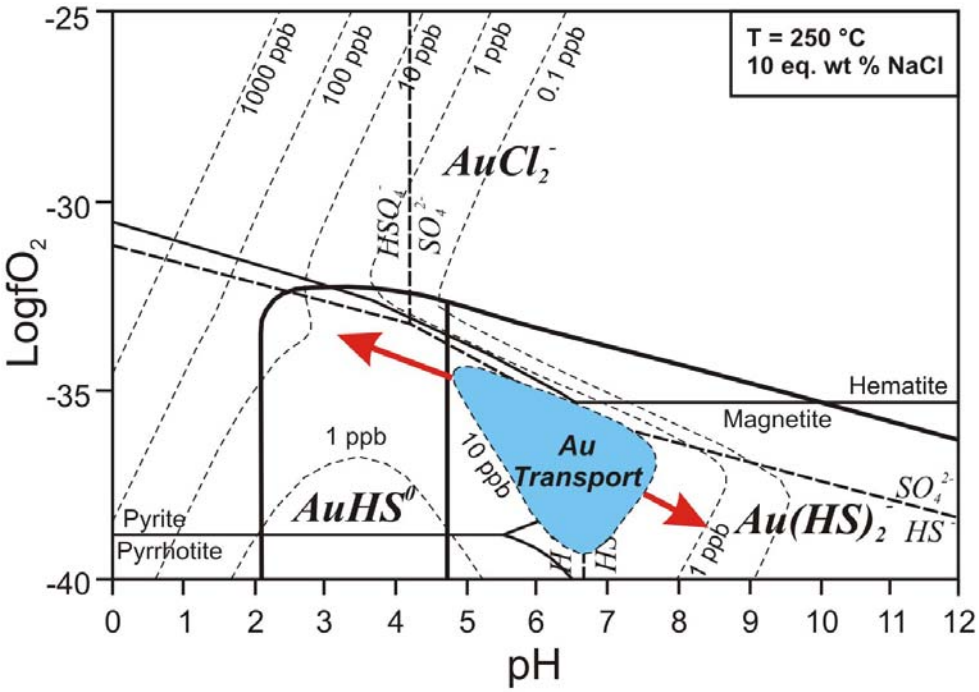


Рис. 5.5. Розчинність золота (ppb) у вигляді комплексів $Au(HS)_2^-$ і $AuCl_2^-$ як функція fO_2 і pH для 250 °C у розчинах складу ∑S = 0.01 m, ∑Cl = 0.1 m за [144]. На діаграмі показані поля стабільності мінералів системи Fe-S-O і сполук сірки.

Осадження золота з гідросульфідних комплексів може бути викликане декількома механізмами, які включають зміну pH, зміну fO_2, зменшення фугитивності сірки, охолодження і розбавлення мінералоутворюючого флюїду [109, 144]. Процес сульфідизації, зазвичай, спричиняє збільшення fO_2 у розчині і зниження fS_2, викликаючи осадження золота.

Існує припущення, що втрата тепла, збільшення fO_2 і pH під час незмішуваності флюїду можуть інгібувати відкладення золота і лише зміна фугитивності сірки сприятиме осадженню золота [171]. Золото, швидше за все, відклалося в результаті розшарування флюїду з виділенням газової фази H_2S, осадження сульфіду і зниження температури. Найсприятливішими умовами для осадження самородного золота є збільшення fO_2, яке, як свідчать ізотопні дані [101], характерне для Бобриківського родовища.

Під час третьої гідротермальної системи нейтральні-слабко лужні розчини транспортували As і Au у складі гідросульфідних комплексів. Зниження концентрації H_2S у розчині сприяло зменшенню розчинності золота і осадженню його у вільній формі, про що свідчить утворення герсдорфіту, арсенистого піриту і сидериту другої генерації. Співіснування серициту (мусковіту), сидериту, піриту і арсенопіриту у вмісних породах Бобриківського родовища свідчить про pH гідротермальних розчинів від 5 до 8. Розчинення кварцу під час утворення золотовмісної халькопірит-герсдорфіт-галенітової парагенетичної асоціації на глибоких горизонтах свідчить про лужну реакцію мінералоутворювального розчину. Окисно-відновний потенціал системи мінералоутворення визначався рівновагою пірит-піротин-магнетит. Окрім цього, заміщення піриту магнетитом також може бути ознакою збільшення лужності, або зменшення активності кисню з глибиною. Отже, цілком імовірно, що золото на Бобриківському родовищі переносилось лужними розчинами у вигляді гідросульфідних комплексів $Au(HS)_2^-$.

Вище вказане припущення добре узгоджується і підтверджується опублікованими результатами вивчення газово-рідинних включень. За водними витяжками з кварцу Бобриківського родовища [40, 55, 102], встановлено, що pH мінералоутворюючих розчинів складав 6,95-8,3, головну роль у аніонній частині відігравали Cl^-, HCO_3^- і SO_4^{2-} із катіонів домінували Na^+ і K^+, дещо менше – Li^+, Ca^{2+}, Al^{3+}, Fe^+, Mg^{2+}. Встановлено, що зі зниженням температури у розчині відбувається поступове зменшення вмісту K^+ і збільшення Ca^{2+} на фоні

різкого зростання загальної мінералізації розчину [102]. Газова фаза флюїдних включень у нерудних мінералах Бобриківського родовища представлена переважно вуглекислотою, у менших кількостях присутні N_2 і CH_4 [55]. У сульфідах різко зростає вміст CH_4 (до 23 %) і H_2S (до 13 %) [40, 101]. Встановлено закономірне зменшення вмісту CO_2 при збільшенні N_2 на фоні загальної дегазації флюїдів.

Еволюція фізико-хімічних параметрів, в результаті якої відбулося становлення Бобриківського золоторудного родовища, зведена на рис. 5.6.

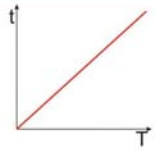
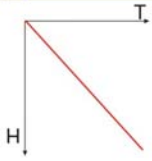
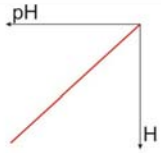
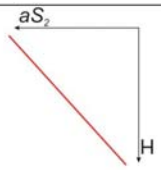
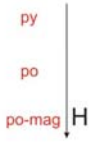
	Пірит-арсенопірит-сидерит-фосфатна стадія	**Кварц-полісульфідна стадія**	**Галеніт-халькопірит-сульфосільно-герсдорфітова**
T	**100-400 °C** 	**350 °C (Галій, Курило, 1980)**	**100-250 °C** 
pH	<7	<7	>7 
aS_2	**py**	**py-po** 	**низька *a*S, дефіцит Fe** 
	Ізохімічна система щодо рудних компонентів	**+ Zn, Pb, Fe**	**+ As, Cu, Pb, Ni, Ag, Au**

Рис. 5.6. Еволюція фізико-хімічних параметрів мінералоутворення на Бобриківському родовищі.

Процес становлення Бобриківського родовища охоплює метаморфічний і гідротермальний етапи, під час яких діяли три різновікові автономні гідротермальні системи. Етап складчастості зумовив утворення вкрапленої мінералізації у осадових породах. Під час метаморфічного етапу у теригенній

товщі осадових порід утворилася метакристалічна мінералізація піриту, арсенопіриту, сидериту і фосфатів, луски мусковіт-фенгіту і утворення синтектонічних карбонатних жил. Формування мінералів пірит-арсенопірит-сидерит-поліфосфатної стадії відбувалося у полі стабільності піриту за температури 100-400 °C і слабо кислих, близьконейтральних умов середовища мінералоутворення. Вкорінення прихованих інтрузій тріасового віку ймовірно спричинило гідротермальний етап на Бобриківському родовищі. Мінеральні агрегати кварц-полісульфідної стадії локалізовані у тріщинах крихких деформацій карбонатних агрегатів. Середовище мінералоутворення піротину, сфалериту, галеніту, анкериту і кварцу мало кислу реакцію. Зі збільшення глибини на родовищі спостерігалась тенденція до зменшення aS_2. Кисле середовище мінералоутворення не сприяло осадженню самородного золота, радше відбувалося його розсіяння. Виділення самородного золота у складі двох мінеральних парагенезисів, розділених умовно за глибиною, відбувалося з нової порції флюїду, який знаходився у рівновазі пірит-магнетит-піротин і максимально вилучав Au з осадової товщі і мінералів, які могли б його містити у вигляді домішки або тонкодисперсній формі. Гідротермальний розчин, який переносив гідросульфідні комплекси золота, мав лужну реакцію, про що свідчить розчинення кварцу, утворення магнетиту і бляклих руд на верхніх і нижніх горизонтах родовища відповідно. Гідротермальна система, яка діяла наприкінці становлення Бобриківського родовища характеризувалась низькою aS_2 і дефіцитом Fe. На Бобриківському родовищі за мінеральними парагенезисами галеніт-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії простежується тенденція до збільшення температури мінералоутворення зі збільшенням глибини.

Висновки

1. **Становлення Бобриківського родовища є результатом діяльності трьох різновікових автономних гідротермальних систем.**

Перша гідротермальна система виникла і діяла в умовах постдіагенетичного перетворення теригенної товщі осадових порід під час складчастості і регіонального метаморфізму. Гідротермальна система характеризувалась низьким співвідношенням вода/порода, врівноваженістю розчину щодо вмісних порід, мінералоутворенням за умов локального порушення геохімічної рівноваги (перетинання кліважними тріщинами пластів різного літологічного складу та викликане цим змішування локально врівноважених розчинів; мінералоутворення і тріщинах відриву внаслідок змішування розчинів, врівноважених із породою, на різних гіпсометричних рівнях при змінних p-T параметрах). Результатом діяльності слабо каналізованої гідротермальної системи в режимі пластичних деформацій є утворення продуктів пірит-арсенопірит-сидерит-фосфатної стадії у вигляді метакристалічної мінералізації піриту, арсенопіриту, сидериту і фосфатів (ксенотим, флоренсит, монацит), синдеформаційних прожилків тичкуватого сидериту з апатитом, ореолів тіней тиску навколо метакристалів піриту і арсенопіриту, складених сидеритом.

Діяльність другої гідротермальної системи супроводжувала процеси магматичної активізації і спричинена вкоріненням інтрузій (P_1-P_2) у метаморфізовану теригенну товщу осадових порід Донецької складчастої області під час інверсії. Процес мінералоутворення пов’язаний з зонами крихких деформацій карбонатних агрегатів. Наслідком другої гідротермальної системи, яка діяла в умовах потоку речовини по деформованих мінеральних агрегатах пірит-арсенопірит-сидерит-фосфатної стадії, є часткова перекристалізація і регенерація дроблених піриту і арсенопіриту, заміщення сидериту анкеритом і галенітом, заміщення анкериту агрегатом кварцу з

полісульфідами (піротин, сфалерит, галеніт). Висока активність сірки на верхніх горизонтах родовища і зниження її з глибиною зумовили виникнення пірит-піротинової зональності у вертикальному розрізі родовища.

Під впливом пізньоорогенного магматизму (P_2-T_1) активувалась третя гідротермальна система, яка вирізнялася найменшим об'ємом і локалізацією у кварцових жилах. Гідротермальна система спричинила осадження самородного золота у тінях тиску перекристалізованого кварцу, локальне утворення арсенвмісного піриту, бляклих руд, герсдорфіту і магнетиту під час кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії. Встановились близьконейтральні умови середовища, сприятливі для перенесення золота і міді. На верхніх горизонтах родовища осадження золота відбулося внаслідок руйнування комплексів $AuHS_0$ за температури 150-200 °C і за умов зменшення pH (у полі стабільності піриту і піротину), а на нижніх горизонтах – внаслідок руйнування комплексів $Au(HS)_2^-$ за температури понад 200 °C і за умов збільшення pH (у полі стабільності магнетиту). Зони осадження самородного золота локалізовані у ділянках розтягу, зокрема у тінях тиску навколо піриту, де відбувається кристалізація кварцу і самородного золота.

2. **Зростання фізико-хімічних градієнтів у послідовному ряду гідротермальних систем відображається збільшенням ступеня їхньої нерівноважності, що проявляється інтенсивністю мінералогічної зональності під час діяльності кожної наступної гідротермальної системи Бобриківського родовища.**

Відсутність інтенсивних і чітко проявлених метасоматичних змін вмісних порід Бобриківського родовища пов'язана з низьким співвідношенням флюїд/порода протягом всього гідротермального процесу. Мінеральний склад осадових порід є наслідком метаморфічних перетворень, а не метасоматозу.

Рання гідротермальна система, що функціонувала під час постдіагенетичного перетворення теригенної товщі осадових порід, охоплювала весь об'єм резервуару осадових порід і вирізнялася низьким ступенем

нерівноважності та слабо градієнтним середовищем мінералоутворення. Мінералогічна зональність під час цього етапу проявлена локальним заміщенням доломіту сидеритом, утворенням метакристалічної мінералізації піриту і арсенопіриту, яка приурочена до прошарків аргілітів і пісковиків, відповідно. Гідротермальна система вирізнялася зростанням співвідношення fCO_2/fS_2, що зумовило зміну в часі пірит-арсенопіритового парагенезису сидерит-фосфатною асоціацією.

Дві останні гідротермальні системи діяли в градієнтному полі, де були виразні геохімічні градієнти. Підвищена активність Ca^{2+} і зростання активності сірки зумовила заміщення сидериту анкеритом під час утворення кварц-полісульфідної стадії. Навколожильні зміни вмісних порід поширені на відстані не більше 10 см від прожилків. Кисле середовище мінералоутворення сприяло заміщенню анкериту кварцом і осадженню сфалериту, галеніту і піротину на нижніх горизонтах родовища. На верхніх горизонтах під час утворення мінералів кварц-полісульфідної стадії пірит і арсенопірит регенерувались і частково доростали, а фосфати залишалися незміненими.

Третя гідротермальна система вирізнялася найбільшим ступенем нерівноважності, значним проявом заміщень і перекристалізацією у жильних мінеральних агрегатах. Гідротермальна система займала найменший об’єм і була строго локалізована до мікротріщин, зумовлених деформацією попередньо утворених мінеральних агрегатів. Мінералоутворення відбувається на локальних геохімічних бар’єрах, свідченням чого є неперервне заміщення на мікрорівні: кожен наступний мінерал кварц-халькопірит-бляклорудно-герсдорфітової стадії утворювався шляхом заміщення попереднього. Гідротермальна система вирізнялася низькою фугитивністю сірки, лужним середовищем, що зумовило на нижніх горизонтах родовища локальне перевідкладення кварцу, утворення арсенвмісного піриту, герсдорфіту і заміщення піротину магнетитом. На верхніх горизонтах лужне середовище і

висока фугитивність сірки зумовили утворення халькопіриту і ряду стибієвих сульфосолей.

3. **Утворення самородного золота на Бобриківському родовищі відбулося наприкінці гідротермального процесу внаслідок зміни pH середовища від слабко лужного до слабко кислого.**

Самородне золото на Бобриківському родовищі парагенетично пов'язане з халькопіритом, бурнонітом і галенітом. Самородне золото накладене на деформовані мінеральні агрегати – продукти першої і другої гідротермальних систем, і виповнює мікротріщини в сульфідах, та утворює зерна у фронтальних зонах тіней тиску в кварцових агрегатах навколо зерен піриту.

Врівноваженість гідротермального розчину із кварц-слюдистими породами та незначні геохімічні градієнти в ранній гідротермальній не сприяли розчиненню та переміщенню золота на значні відстані, вірогідніше відбувалося накопичення золота у зонах перегрупування органічної речовини. Під час діяльності другої гідротермальної системи відсутність виразних геохімічних градієнтів і кисле середовище мінералоутворення унеможливили міграцію золота в межах гідротермальної системи. За таких умов золото радше розсіювалось. Близьконейтральні і низькотемпературні умови середовища мінералоутворення, що існували в межах третьої гідротермальної системи, сприяли розчиненню золота й концентруванню його в розчині на глибоких горизонтах системи та кристалізації його за умов значних геохімічних градієнтів, що сформувалися на верхніх горизонтах родовища.

Література

1. Айлер Р.К. Химия кремнезема: Пер. с англ. – М.: Мир, 1982. ч. 1. – 416 с.
2. Асаналиев У.А., Богданов Ю.В., Наркелюн Л.Ф., Попов В.В., Скрипченко Н.С. Стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов // Стратиформные рудные месторождения. - М.: Наука, 1987. – С. 125-178.
3. Амурский Г.И., Гончаров Э.С., Жабрев И.П. и др. Происхождение сероводородсодержащих природных газов нефтегазоносных бассейнов // Сов. геология. – 1977. - № 5. – С. 56-68.
4. Бадалов С.Т. О причинах возникновения концентраций золота в сульфидных минералах // Узбек. геол. журн. – 1972. – № 2. – С. 53–55.
5. Баранова Н.Н., Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Миронова О.Ф., Колпакова Н.Н. Характеристика процессов рудообразования на Au-(Sb-W) месторождении Олимпиада (по данным изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений) // Геохимия - 1997. - № 3. - С.282-293.
6. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М.: Недра, 1979. - 275с.
7. Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Емец Е.С., Корчемагин В.А., Панов Б.С. Тектонофизическая модель формирования Бобриковского золоторудного месторождения (Донбасс) // Геофиз. журн. – 1997. – Т. 19, № 6. – С.43–57.
8. Бондаренко С.М. Мінералізація Au-As типу в докембрійських комплексах Українського щита та головні чинники її локалізації // Мінерал. журн. - 2014. - Т. 36, №1. - С.59-73.
9. Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота // Труды ЦНИГРИ. - 1960. - С.417.

10. Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геол. рудных месторожд. - 2006. - Т. 48, № 1. - С.3-28.
11. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. - М.: Недра, 1982. - 256с.
12. Бутурлинов Н.В. Эволюция магматизма, минеральных ассоциаций и эндогенного рудообразования в Донецком бассейне // Минералогия рудных месторождений Украины. – К.: Наукова думка. – 1984. – С. 36–44.
13. Выращивание кристаллов из растворов / Т.Г. Петров, Е.Б. Трейвус, Ю.О. Пунин, А.П. Касаткин. – Л.: Недра, 1983. – 200 с.
14. Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика – 2006. – т. 47, № 3. – С. 315-341.
15. Гаврилов А.М., Гаврилов А.М., Плешаков А.П., Бернштейн П.С. и др. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд // Совет. геол. – 1982. – № 8. – С. 81-86.
16. Галій С.А., Курило М.В. Термобарометричні дослідження сфалеритів Нагольного кряжу (Донбас) // Доп. АНУРСР. Сер. Б. – 1980. – № 5. – С. 8–12.
17. Галий С.А., Кузнецов Ю.А. Новые данные о блеклых рудах Донбасса // Минерал. сб. – 1988. – № 42. Вып. 1. – С. 85–90.
18. Галий С.А., Кузнецов Ю.А. Термоэлектрические свойства сульфидов Донбасса // Минерал. сб. – 1988. – № 42. Вып. 2. – С. 84–88.
19. Галий С.А., Кузнецов Ю.А., Слипченко Б.В. Геохимические системы элементов-примесей в галенитах и сфалеритах Нагольного кряжа (Донбас) // Минерал. сб. – 1989. – № 43. Вып. 2. – С. 61–68.
20. Галий С.А., Курило М.В. Роль сфалеритов в качестве индикаторов физико-химических условий рудообразования (на примере Бобриковского участка в Нагольном кряже) // Минерал. журн. – 1980. – Т. 2. № 3. – С. 86–91.

21. Галий С.А., Курило М.В., Корзун Е.В., Березовский Ф.И. Антраксолит из полиметаллических жил Нагольного кряжа и его генетическое значение // Минерал. сб. – 1981. – № 35. Вып. 2. – С. 33–37.

22. Гарьковец В.Г. О выделении углеродисто-рудной формации (на примере Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. - 1976. - № 5. - С.17-21.

23. Гарьковец В.Г. Об условиях образования сингенетично-эпигенетических месторождений углеродной рудной формации // Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. - Фрунзе, 1978. - С.28-29.

24. Гейченко М.В. Розподіл золота та елементів-домішок у сульфідах Бобриківської Західної площі (Нагольний кряж) [Електронний ресурс] / М.В. Гейченко, Є.С. Герасимов, К.В. Всеволодський // Мінеральні ресурси України. – 2013. № 4. – С. 12-15. – Режим доступу: http://nbuv.gov.ua/j-pdf/Mru_2013_4_5.pdf

25. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України : Моногр. / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Д. С. Гурський, М. М. Павлунь, Ю. В. Ляхов; Держ. геол. служба, Укр. держ. геологорозвідув. ін-т, Львів. нац. ун-т ім. І.Франка. - К. : УкрДГРІ, 2004. - 367 с.

26. Геоэлектрические модели золоторудных месторождений Украинского щита и Донбасса / В.В. Белявский, А.Б. Бобров, С.В. Гошовский и др. - К.: Логос, 2004. - 246с.

27. Гликин А.Э. Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. – Санкт-Петербург: Нева, 2004. – 300 с.

28. Глубинное строение, эволюция флюидно-магматических систем и перспективы эндогенной золотоносности юго-восточной части Украинского Донбасса / А.Л. Александров, В.В. Гордиенко, Е.И. Деревская [и др.] – К.: Изд. ИФИ Укр. науч. ассоц., 1996. – 74 с.

29. Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983. – 647 с.

30. Гойжевский А.А., Скаржинский В.И., Шумлянский В.А. и др. Металлогения фанерозоя платформенной части Украины. – К.: Наукова думка, 1984. – 204 с.
31. Гордиенко В.В. Плотностные модели тектоносферы территории Украины. – К.: Інтелект. – 1999. – 100с.
32. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. Индивиды. – М.: Наука, 1975. – 340 с.
33. Грінченко О.В. Золоторудні родовища протерозойських орогенних комплексів Українського щита // Вісник Київського університету. Серія: Геологія. - 2009. - Вип. 47. - С.23-25.
34. Дудар Т.В., Шумлянский В.А. Золотосодержащая герсдорфит-фрейбергитовая минеральная ассоциация нижнего яруса Бобриковского месторождения // Доп. НАН України. - 1999. - № 3. - С. 124–127.
35. Ємець О.В. Ізотопна геохімія свинцю у сульфідах Pb поліметалічного зруденіння Нагольного кряжу (Донбас, Україна) // Геохімія та рудоутворення. - 2007. - № 25. - С. 44–51.
36. Ємець О.В., Бондаренко С.М. Морфологічні типи та особливості концентрування золота Бобриківського золоторудного родовища (Донбас) // Доп. НАН України. – 2006. – № 8. – С. 143–148.
37. Загнітко В.М., Ємець О.В. Ізотопні аспекти петрології та рудоутворення (на прикладі деяких родовищ України) // Мінерал. журн. – 2005. – т. 27, № 3. – С. 128-137.
38. Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. – М.: ГЕОС, 2007. – 136 с.
39. Зинчук И.Н., Калюжный В.А., Щирица А.С. Флюидный режим гидротермального минералообразования Центрального Донбасса. - К.: Наукова думка. - 1984. – 102 с.
40. Зінчук І.М. Геохімія мінералоутворюючих розчинів золото-поліметалевих рудопроявів Центрального Донбасу (за включеннями у мінералах) :

Автореф. дис... канд. геол. наук: 04.00.02 / І.М. Зінчук / НАН України. Нац. акціонер. компанія "Нафтогаз України", Ін-т геології і геохімії горюч. копалин. - Львів, 2003. - 21 с.

41. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в теригенных толщах. - М.: Недра, 1988. - 253с.
42. Кабанов В.Г., Колеватов Г.М. О проявлении в Донецком бассейне магматизма и связи с ним метаморфизма каменноугольных образований и эндогенного оруденения // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. - 1984. - № 4. - С. 15–22.
43. Калюжный В.А., Колтун Л.И. Некоторые данные о давлениях и температурах при образовании минералов Нагольного кряжа (Донбасс) // Минерал. сб. Льв. геол. о-ва. – 1953. – № 7. – С. 67–74.
44. Кларк Л. Фазовые отношения в системе Fe-As-S /В.И. Смирнов // Проблемы эндогенных месторождений: Сб. статей. - 1966. - Вып. 3. - С.160-250.
45. Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П. Устойчивость и растворимость арсенопирита в гидротермальных растворах // Геохимия. – 1988. – № 6. – С. 843–855.
46. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. - М.: Научный мир, 2000. - 272с.
47. Копылова Л.В., Кузнецов Ю.А., Резников А.И. Околорудные изменения пород карбона в Нагольном кряже Донбасса // Геол. журн. – 1981. – Т. 41, № 3. – С. 86–95.
48. Коробушкин И.М., Порицкая Л.Г., Гембицкий В.В. О форме нахождения «тонкодисперсного» золота в пирите и арсенопирите // ДАН СССР. –1970. – Т. 192, № 5. – С. 1121-1126.
49. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М.: Высшая школа, 1991. – 416 с.

50. Корчемагин В.А., Панов Б.С., Купенко В.И., Бутурлинов Н.В., Пилот И. О генезисе гидротермальной минерализации Донбасса по данным изотопной геохимии // Геохимия. – 1980. – № 3. – С. 408–415.
51. Котов Н.В. Самородное золото месторождений Западного Узбекистана. - СПб.: Невский курьер, 1995. - 96с.
52. Краснова Н.И., Петров Т.Г. Генезис минеральных индивидов и агрегатов / Н.В. Краснова, Т.Г. Петров. – СПб.: Невский курьер, 1997. – 228 с.
53. Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. – 2009. – № 10. – С. 1108-1117.
54. Кузнецов Ю.А., Галий С.А. Геохимические особенности пирита Донецкого бассейна // Минералогия рудных месторождений Украины. – К.: Наук. думка, 1984. – С. 76–84.
55. Кузнецов Ю.А., Гуревич Д.В., Кулик Ж.В., Савиченко Я.В. К характеристике физико-химических условий минералообразования рудных месторождений Нагольного кряжа // Вопр. геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 87–90.
56. 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.
57. Кузнецов Ю.А., Кузнецова С.В., Резников А.И. Некоторые вопросы рудоносности Бобриковского рудопроявления в Нагольном кряже (Донбасс) // Вопр. геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 36–38.
58. Кузнєцова С.В., Кузнєцов Ю.О., Корнієнко Т.Г., Сіденко О.Г. Флоренсит з Донецького басейну // Доп. АН УРСР, Серія Б. – 1972. – № 4. – С. 316–319.

59. Курило М.В. Типи і рудоконтролюючі фактори розміщення золоторудної мінералізації Донбасу // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2011. – № 55. – С. 43-46.

60. Курило М.В., Березовський Ф.І., Бурмістрова В.В. Сидерит з Нагольного кряжу // Доп. АН УРСР, Серія Б. – 1982. – № 5. – С. 19–23.

61. Курило М.В., Бурмістрова В.В. Нові дані про генетичні особливості арсенопіриту з поліметалічних рудопроявів Нагольного кряжу // Доп. АН УРСР, Серія Б. – 1981. – № 12. – С. 20–25.

62. Курило М., Дищук 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.

63. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. - К.: Наукова думка, 1975. - ч. 1. - 252с.

64. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Павлишин В.И. Минералогия Донецкого бассейна. - К.: Наукова думка. - ч. 2. - 502с.

65. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України / В.О. Шумлянський, К.І. Деревська, Т.В. Дудар [та ін.] – К.: Вид-во ІФД Укр. наук. асоц., 2003. – 272 с.

66. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. – Л.: Наука. – 1968. – 92 с.

67. Марченко Л.Г., Нарсеев В.А., Ершов А.И. Особенности локализации вулканогенно-гидротермальных проявлений золота в углеродистых толщах Казахстана // Проблемы осадочной геологии докембрия. - М., 1981. - Вып. 7, кн. 2. - С.228-235.

68. Метасоматизм и метасоматические породы /В.А. Жариков, В.Л. Русинов. - М.: Научный мир, 1998. - 492с.

69. Миронов А.Г., Таусон В.Л., Гелетий В.Ф. Металличность связи как фактор, обусловливающий вхождение золота в структуры сульфидных минералов // ДАН СССР. – 1987. – Т. 293, № 2. – С. 447-449.

70. Мицюк В.М. Механизм переноса и кристаллизации кремнезема в гидротермальных условиях // Типоморфизм кварца Украины. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 11-18.
71. Мозгова Н.Н., Бородаев Ю.С. Особенности состава минералов и их ассоциаций как индикаторы условий минералообразования // Минералогические индикаторы генезиса эндогенных руд. – М.: Наука, 1987. – С. 76–128.
72. Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А., Яновский В.М., Буряк В.А. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. - М.: ЦНИГРИ, 1986. - 192с.
73. Наумов Г.Б., Моторина З.М., Наумов В.Б. Условия образования карбонатов в жилах пятиметальной формации // Геохимия – 1971. - № 8. - С. 938–948.
74. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988. – 286 с.
75. Новик В.А. Геологічна будова і етапи розвитку Єсаулівсько-Нагольчанського структурного вузла (Нагольний кряж). Автореф. дис.... канд. геол. наук: 04.00.01 / В.А. Новик; НАН України. Ін-т геол. наук. – К., 2003. – 21 с.
76. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999. – 175 с.
77. Новые вещественные типы благородных и редких элементов в углеродистых сланцах / Н.П. Ермолаев, Н.А. Созинов, Е.С. Флициян и др. - М.: Наука, 1992. - 188с.
78. О роли метаморфизма в рудообразовании / Л.Н. Овчинников // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования: Сб. науч. тр. - К.: Наукова думка, 1988. - С.5-9.

79. Овейси Н.А. Катагенез и протометаморфизм глинистых сланцев среднекаменноугольных отложений Донбасса. – Автореф. дис…. канд. геол.-мин. наук. – К. – 1973. – 19 с.

80. Оровецкий Ю.П., Коболев В.П., Калюжная Л.Т. Днепровско-Донецкий горячий пояс // Геофиз. журн. - 2005. - Т. 27, № 6. - С. 992-1004.

81. Основные черты и эволюция метаморфогенно-гидротермального рудообразования / В.А. Буряк // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования: Сб. науч. тр. - К.: Наукова думка, 1988. - С.29-34.

82. Палеонтология и стратиграфия карбона Донецкого бассейна: [Электрон. ресурс]. - Режим доступу: http://www.donpaleo.ru/C/strat/index.htm - станом на 6 липня 2015 року.

83. Панов Б.С. Про металогенію золота в Донбасі // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1994. – Вип. 12. – С. 46–64.

84. Панов Б.С., Корчемагин В.А., Дудник В.А., Уколов В.Д. Структурно-тектонофизическая характеристика Нагольного кряжа и его золотоносность // Труды ДонГТУ, серия горно-геологическая. - Донецк, 2000. - Вып. 11. - С.132-137.

85. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М.: Наука, 1973. – 347 с.

86. Попов В.С. Тектоника Донецкого бассейна / Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 1. – М.: Госгеолтехиздат, 1963.

87. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. - Алматы, 2011. - 272с.

88. Рафальский Р.П., Кондрашин И.Б., Брызгалин О.В. Растворимость сульфидов в хлоридных растворах при температурах до 500 °С // Геохимия – 1987. - № 9. – С. 1312-1326.

89. Резников А.И. Об особенностях строения и развития локальных поднятий Главной антиклинали Донбасса (на примере Бобриковской антиклинали) // Геол. журн. - 1981. - Т.41, № 4. - С. 114–133.

90. Сахарова М.С. О зависимости химического состава блеклых руд от условий рудообразования // Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. – М.: Наука, 1966. – С. 109-118.

91. Скаржинский В.И. Эндогенная металлогения Донецкого бассейна. – Киев: Наукова думка, 1973. – 240 с.

92. Скаржинский В.И., Кузнецов Ю.А. О золоторудной формации "чорных сланцев" // Геол. журн. - 1977. - Т. 37, вып. 1. - С.37-45.

93. Современная кристаллография, т.3: Образование кристаллов / Чернов А.А., Гиваргизов Е.И., Багдасаров Х.С. и др. – М.: Наука, 1980. – 408 с.

94. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всеросийской (с международным участием) научной конференции посвященное 80-летию КНЦ РАН, Апатиты, 26-29 сентября 2010 г. - Апатиты: РАН. Кол. науч. центр. геол. ин-т., 2010. - С.143-171.

95. Сретенская Н.Г. О состоянии кремния в водных растворах // Экспериментальные исследования процессов минералообразования. – М.: Наука, 1970. – С. 29-40.

96. Усенко О.В. Тепловий потік та глибинні процеси в тектоносфері Донбасу. Автореф. дис…канд. геол. наук: 04.00.22 / О.В. Усенко; НАН України. Ін-т геофізики ім. С.І. Субботіна. – К., 1999. – 19 с.

97. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поиска // Отеч. геол. - 1995. - № 3. - С.31-41.

98. Чугаев А.В. Rb-Sr изотопная система гидротермального кварца, возраст и источники вещества золоторудных месторождений Сухой Лог (Россия) и

Колар (Индия). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук: 25.00.09 / А.В. Чугаев; ИГЕМ РАН. – Москва, 2007. – 19 с.

99. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Т. Критерии выделения минеральных парагенезисов и использование их при изучении последовательности рудоотложения в свинцово-цинковых и колчеданных месторождениях // Проблемы эндогенного рудообразования. - М. - 1974. - С. 206-221.
100. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка. - М.: Недра, 1974. - 255с.
101. Шумлянский В.А., Демихов Ю.Н., Деревская Е.И., Дудар Т.В., Зеленский С.А., Зинчук И.Н., Ивантишина О.И., Курило М.В., Сынгаевский Е.Д. Геолого-генетическая модель Бобриковского золото-полиметаллического месторождения // Геологический журнал. - 1994. - № 3. - С.95-106.
102. Щербань И.П., Копылова Л.В., Шевченко В.И. Околорудные метасоматиты континентальных рифтогенных структур. – М.: Недра, 1985. – 180 с.
103. Яновский В.М. Основные особенности месторождений золотоуглеродистой формации //Труды ЦНИГРИ. - М., 1981. - Вып. 165. - С.35-42.
104. Andersen T., Austrheim H., Burke E.A.J., Elvevold S. N_2 and CO_2 in deep crustal fluids: evidence from the Caledonides of Norway // Chem. Geol. - 1993. - Vol. 108. - pp. 113–132.
105. Arehart G.B., Chryssoulis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic in iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits: Implications for depositional processes // Econ. Geol. - 1993. - Vol. 88. - pp.171-185.
106. Ashley R.P. Geoenvironmental model for low-sulfide gold-quartz vein deposits / Seal R.R., Foley N.K. (eds.) Geoenvironmental models of mineral deposits // U.S. Geological Survey Open-File Report. - 2002. - pp. 176–195.
107. Barton P.B.Jr, Bethke P.M. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology // Amer. Miner. - 1987. - Vol. 72, No. 5-6. - pp. 451-467.

108. Bayliss P. A further crystal structure refinement of gersdorffite // Amer. Mineral. – 1982. - Vol. 67. - pp. 1058-1064.
109. Benning L.G., Seward T.M. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150–400°C and 500–1500 bars // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1996. - Vol. 60. - pp. 1849–1871.
110. Bierlein F.P., Cartwright I., McKnight S. The role of carbonaceous “indicator” slates in the genesis of lode gold mineralization in the western Lachlan orogen, Victoria, Southeastern Australia // Econ. Geol. - 2001. - Vol. 96. - pp. 431–451.
111. Bierlein F.P., Christie A.B., Smith P.K. A comparison of orogenic gold mineralisation in central Victoria (AUS), western South Island (NZ) and Nova Scotia (CAN): implications for variations in the endowment of Palaeozoic metamorphic terrains // Ore Geol. Rev. - 2004. - Vol. 25. - pp.125-168.
112. Bierlein F.P., Crowe D.E. Phanerozoic orogenic lode gold deposits //Rev. Econ. Geol. - 2000. - Vol. 13. - pp.103-139.
113. Bierlein F.P., Maher S. Orogenic disseminated gold in phanerozoic fold belts — examples from Victoria, Australia and elsewhere // Ore Geol. Rev. - 2001. - Vol. 18. - pp. 113–148.
114. Blood D.R., Lash G.G. Dynamic redox conditions in the Marcellus Shale as recorded by pyrite framboid size distributions / Larsen, D., Egenhoff, S.O., and Fishman, N.S. (eds.) Paying Attention to Mudrocks: Priceless! // Geological Society of America Special Paper 515. - 2015. – pp. 153-168.
115. Böhlke K.K. Carbonate-sulfide equilibria and “stratbound” disseminated epigenetic gold mineralization – a proposal based on examples from Allegheny, California, U.S.A // App. Geochem. - 1988. - Vol. 3. - pp. 499–516.
116. Chen T.T. Coloform and framboidal pyrite from the Caribou deposit New Brunswick // Can. Mineral. – 1978. - Vol.16. - pp. 9-15.
117. Choi S.-G., Youm S.-J. Compositional variation of arsenopyrite and fluid evolution at the Ulsan deposit, Southeastern Korea: a low-sulfidation porphyry system // Can. Mineral. – 2000. - Vol. 38. - pp. 567–583.

118. Christie A.B., Brathwaite R.L. Hydrothermal alteration in metasedimentary rock-hosted orogenic gold deposits, Reefton goldfield, South island, New Zealand // Mineral. Deposita. - 2003. - Vol. 38. - pp. 87–107.
119. Cox S. F. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems / McCaffrey K.J.W., Lonergan L., Wilkinson J.J. (eds.) // Fractures, Fluid Flow and Mineralization. Geological Society, London, Special Publications 155. – 1999. - pp. 123-140.
120. Czamanske G.K. The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer // Econ. Geol. – 1974. - Vol. 69. - pp. 1328–1334.
121. De Ronde C.E.J., Spooner E.T.C., de Wit M.J., Bray C.J. Shear zone-related, Au quartz vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa: field and petrographic characteristics, fluid properties and light stable isotope geochemistry // Econ. Geol. - 1992. - Vol. 87. - pp. 366–402.
122. Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Yu., Lishnevskii E.N. Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia //Ore Geol. Rev. - 2004. - Vol. 24. - pp.7-44.
123. Etheridge M.A., Wall J., Vernon R.H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation // J. metamorphic Geol. - 1983. - Vol. 1. - pp. 205-226.
124. Fanlo I., Subias I., Gervilla F., Manuel J. Compositional variability in gersdorffite from the Crescencia Ni-(Co-U) showing, Central Pyrenees, Spain: primary deposition or re-equilibration? // Can. Miner. – 2006. - Vol. 44. - pp. 1513–1528.
125. Fanlo I., Subias I., Gervilla F., Paniagua A., Garsia B. The composition of Co–Ni–Fe sulfarsenides, diarsenides and triarsenides from the Juan de Plan deposit, Central Pyrenees, Spain // Can. Miner. - 2004. - Vol. 42. - pp. 1221–1240.
126. Fleet M.E., Howie R.A. Rock-forming minerals, Micas (2nd ed) / Geological Society of London. - 2006. - Vol. 3A. - p. 132.

127. Fleet M.E., Mumin A.H. Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis // Amer. Mineral. - 1997. - Vol. 82. - pp. 182-193.

128. Foster M.D. Interpretation of the compositiona nd a classification of the chlorites // U.S. Geological Survey Professional Paper – 1962. - 414-A. – pp. 1-33.

129. Fougerouse D., Micklethwaite S., Tomkins A.G., Mei Yu., Kilburn M., Guagliardo P., Fisher L.A., Halfpenny A., Gee M., Paterson D., Howard D.L. Gold remobilisation and formation of high grade ore shoots driven by dissolution-reprecipitation replacement and Ni substitution into auriferous arsenopyrite // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2016. – Vol. 178. – pp. 143-159.

130. Fournier R.O. The behavior of silica in hydrothermal solution // Rev. Econ. Geol. – 1986. – Vol. 2. – pp. 45-62.

131. Gaboreau S., Beaufort D., Viellard Ph., Patrier P. Aluminium phosphate-sulfate minerals associated with proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator River Uranium Field, Northern Territories, Australia // Can. Miner. – 2005. - Vol. 43. - pp. 813–827.

132. Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L.J. et al. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation // Econ. Geology. - 1998. - Vol. 93. - pp. 463-487.

133. Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis //Ore Geol. Rev. – 2001. - Vol. 18. – pp.1-75.

134. Goldfarb R.J., Leach D.L., Pickthorn W.J., Paterson C.J. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska // Deology. - 1988. - Vol. 16. - pp. 440–443.

135. Goldfarb R.J., Miller L.D., Leach D.L., Snee L.W. Gold deposits in metamorphic rocks in Alaska //Econ. Geol. Monograph. - 1997. - Vol. 9. - pp. 151-190.

136. Goldfarb R.J., Newberry R.J., Pickthorn W.J., Gent C.A. Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, Southeastern Alaska: constraints on the origin of hydrothermal fluids // Econ. Geol. - 1991. - Vol. 86. - pp. 66–80.

137. Götze J., Plötze M., Habermann D. Origin, spectral characteristics and practical application of the cathodoluminescence (CL) of quartz – a review // Mineralogy and Petrology. – 2001. – Vol. 71. – pp. 225-250.

138. Graupner T., Niedermann S., Kempe U., Klemd R., Bechtel A. Origin of ore fluids in the Muruntau gold system: constraints from noble gas, carbon isotope and halogen data //Geochim. Cosmochim. Acta. - 2006. - Vol. 70. - pp. 5356-5370.

139. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J. et al. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposit //Econ. Geol. - 2005. - Vol. 100. - pp. 203-224.

140. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits - A proposed classification in the context of their distribution and relationship to other gold deposit type //Ore Geol. Rev. - 1998. - Vol. 13. - pp. 7-27.

141. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance //Econ. Geol. - 2003. - Vol. 98. - pp. 1-29.

142. Hagemann S.G., Cassidy K.F. Archean orogenic lode gold deposit //Rev. Econ. Geol. - 2000. - Vol. 13. - pp. 9-68.

143. Hay R., Craw D. Syn-metamorphic gold mineralisation, invincible vein, NW Otago Schist, New Zealand // Mineral. Deposita. – 1993. - Vol. 28. - pp. 90–98.

144. Hayashi K., Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl- and H2S-bearing aqueous solutions at 250-350 °C //Geochim. Cosmochim. Acta. - 1991. - Vol. 55. - pp. 2111-2126.

145. Hem S. Solid solutions in the Fe–Co–Ni–As–S system // Chem. Geol. – 2006. - Vol. 225. - pp. 291–303.

146. Hem S.R., Makovicki E. The system Fe-Co-Ni-As-S. I. Phase relations in the (Fe,Co,Ni)$As_{0,5}S_{1,5}$ sections at 650 and 500°C // Can. Miner. – 2004. - Vol. 42. - pp. 43–62.

147. Hitzman M.W. Routine staining of drill core to determine carbonate mineralogy and distinguish carbonate alteration textures // Mineral. Deposita. -1999. - Vol. 34. - pp. 794-798.

148. Hodson C.J. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review // Ore Geol. Rev. - 1989. - Vol. 4. - pp. 231–273.

149. Jia Y., Kerrich R., Goldfarb R. Metamorphic origin of ore-forming fluids for orogenic gold-bearing quartz vein systems in the North American Cordillera: constraints from a reconnaissance study of $\delta^{15}N$, δD and $\delta^{18}O$ //Econ. Geol. - 2003. - Vol. 98. - pp. 109-123.

150. Jia Y., Li X., Kerrich R. A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deborah deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia // Econ. Geol. - 2000. - Vol. 95. - pp. 467–494.

151. Kerrich R., Wyman D. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes //Geology. - 1990. - Vol. 18, No. 9. - pp. 882-885.

152. Killops S.D., Killops V.J. An introduction to organic geochemistry. 2nd ed. - Blackwell Publishing, 2005. – 393 p.

153. Kositcin N., McNaughton N.J., Griffin B.J., Fletcher I.R., Groves D.I., Rasmussen B. Textural and geochemical discrimination between xenotime of different origin in the Archaean Witwatersrand basin, South Africa // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 2003. - Vol. 67. - pp. 709–731.

154. Kretchmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Can. Mineral. – 1976. - Vol. 141, No. 3. - pp. 364-386.

155. Kyser T.K., Kerrich R. Geochemistry of fluids in tectonically active crustal regions // Mineralogical Association of Canada Short Course. - 1990. - Vol. 18. - pp. 133–230.

156. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding //Mineral. Deposita. - 2001. - Vol. 36. - pp. 477-489.

157. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // Econ. Geol. - 2007. - Vol. 102. - pp. 1233-1267.

158. Large R.R., Stuart W.B., Maslennikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposit // Econ. Geol. - Vol. 106, No. 3. - pp. 331-358.

159. Laverov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Gol'tsman Yu.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. Formation stages of the large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, East Siberia: results of isotope-geochronological study // Doklady Earth Sciences – 2007. - Vol. 415, No. 5. - pp. 810-814.

160. Lentz D. Sphalerite and arsenopyrite at the Brunswick no. 12 massive-sulfide deposit, Bathurst Camp, New Brunswick: constraints on P-T evolution // Can. Mineral. – 2002. - Vol. 40. - pp. 19–31.

161. Machel H.G. Investigations of burial diagenesis in carbonate hydrocarbon reservoir rocks // Geoscience Canada – 2005. - Vol. 32, No. 3. - pp. 103-128.

162. Marsh B.D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization // Contrib. Miner. and Petrology – 1988. - Vol. 99, No. 3. - pp. 277–291.

163. Maystrenko Y., Stovba S., Stephenson R., Bayer U., Menyoli E., Gajewski D., Huebscher C., Rabbel W., Saintot A., Starostenko V., Thybo H., Tolkunov A. Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic

reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine // Geology – 2003. - Vol. 31. - pp. 733–736.

164. McCoy D., Newberry R.J., Layer P.W., DiMarchi J.J., Bakke A.A., Masterman J.S., Minehane D.L. Plutonic-related gold deposits of interior Alaska //Econ. Geol. Monograph. - 1997. - Vol. 9. - pp. 191-241.
165. McKeag S.A., Craw D. Contrasting fluids in gold-quartz vein systems formed progressively in a rising metamorphic belt: Otago Schist, New Zealand // Econ. Geol. – 1989. - Vol. 84. - pp. 22–33.
166. Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. - 2008. - Vol. 72. - pp. 2377-2391.
167. Mernagh T.P. A fluid inclusion study of the Fosterville mine: a turbidite-hosted gold field in the western Lachlan fold belt, Victoria, Australia // Chem. Geol. - 2001. - Vol. 173. - pp. 91–106.
168. Mernagh T.P., Heinrich C.A., Mikucki E.J. Temperature gradients recorded by fluid inclusions and hydrothermal alteration at the Mount Charlotte gold deposit, Kalgoorlie, Australia // Can. Mineral. - 2004. - Vol. 42. - pp. 1383–1403.
169. Merriman R.J., Peacor, D.R. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress / M. Frey, D. Robinson (eds.) Low grade-metamorphism. – Oxford: Blackwell Science, 1999. – pp. 10-60.
170. Meunier A., Velde B. Solid solutions in I/S mixed-layer minerals and illite // Amer. Miner. - 1989. - Vol. 74. - pp. 1106-1112.
171. Mikucki E.J. Hydrothermal transport and depositional process in Archean lode-gold systems: A review //Ore Geol. Rev. - 1998. - Vol. 13. - pp. 307-321.
172. Miller J.M., Wilson C.J.L. Magdala lode system, Stawell, Southeastern Australia: structural style and relationship to gold mineralization across the Western Lachlan fold belt // Econ. Geol. - 2002. - Vol. 97. - pp. 325–349.

173. Murphy P.J., Roberts S. Evolution of a metamorphic fluid and its role in lode gold mineralization in the Central Iberian Zone // Mineral. Deposita. - 1997. - Vol. 32. – pp. 459–474.

174. Nesbitt B.E. Gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralisation in the continental crust //Geology. - 1988. - Vol. 16. - pp. 1044-1048.

175. Neumayr P., Hagemann S.G. Hydrothermal fluid evolution within the Cadillac tectonic zone, Abitibi greenstone belt, Canada: relationship to auriferous fluids in adjacent second- and third-order shear zones // Econ. Geol. - 2002. - Vol. 97. - pp. 1203–1225.

176. Nickel E.H., Grice J.D. The IMA Commission on New Minerals and Mineral Names: procedures and guidelines on mineral nomenclature // Can. Mineral. - 1998. - Vol. 36. - pp. 1-16.

177. Ohfuji H., Rickard D. Experimental syntheses of framboids: a review // Earth Sci. Rev. - 2005. - Vol. 71. - pp. 147–170.

178. Palenik C.S., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S.E., Wang L., Ewing R.C. „Invisible” gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit // Amer. Mineral. – 2004. - Vol. 89. - pp. 1359-1366.

179. Pal'yanova G.A. Physicocemical modeling of the coupled behavior of gold and silver in hydrothermal processes: gold fineness, Au/Ag ratios and their possible implications //Chem. Geol. - 2008. - Vol. 255. – pp. 399-413.

180. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics, (2nd ed.) - Berlin: Springer-Verlag, Heidelberg, 2005. – 366 p.

181. Pearce M.A., Timms N.E., Hough R.M., Cleverley J.S. Reaction mechanism for the replacement of calcite by dolomite and siderite: implications for geochemistry, microstructure and porosity evolution during hydrothermal mineralisation // Contrib. Mineral. Petrol. – 2013. - Vol. 166. - pp. 995–1009.

182. Phillips G.N., Powell R. Link between gold provinces // Econ. Geol. - 1993. - Vol. 88. - pp. 1084–1098.

183. Pirajno F. Hydrothermal processes and mineral systems /Geologycal Survey of Western Australia. - London: Springer, 2009. – 1250 p.

184. Pitcarn I.K., Teagle A.H., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R., Brewer T.S. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand //Econ. Geol. - 2006. - Vol. 101. - p. 1525-1546.

185. Prichard H.M., Fisher P.C., McDonald I., Knight R.D., Sharp D.R., Williams J.P. The distribution og PGE and the role of arsenic as a collector of PGE in the Spotted Quoll nickel ore deposit in the Forrestania greenstone belt, Western Australia //Econ. Geol. - 2013. - Vol. 108, No. 8. - pp. 1903-1921.

186. Radtke L.S., Scheiner B.J. Studies of hidrothermal gold carbonaceous materials in gold deposition (I). Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition // Econ. Geol. - 1970. - Vol. 65. - pp. 87–99.

187. Reeder R.J., Dollase W.A. Structural variation in the dolomite-ankerite solid-solution series: an X-ray, Mossbauer, and TEM study // Amer. Mineral. – 1989. - Vol. 74. – pp. 1159–1167.

188. Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // Rev. Econ. Geol. - 2000. - Vol. 13. - pp. 141–162.

189. Ridley J.R., Groves D.I., Knight J.T. Gold deposits in amphibolite and granulite facies terranes of the Archean Yilgarn Craton, Western Australia: Evidence and implications for synmetamorphic mineralization // Rev. Econ. Geol. - 2000. - Vol. 11. - pp. 265–290.

190. Robb L. Introduction to ore-forming processes. - Malden, MA: Blackwell Publishing Ltd., 2005. – 373 p.

191. Sack R.O., Lynch J.V.G., Foit F.JR. Fahlore as a petrogenetic indicator: Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon, Canada // Mineral. Mag. - 2003. - Vol. 67. - pp. 1023–1038.

192. Saintot A., Stephenson R., Brem A., Stovba S., Privalov V. Paleostress field reconstruction and revised tectonic history of the Donbas fold and thrust belt (Ukraine and Russia) // Tectonics – 2003. - Vol. 22, No. 5. - p. 1301-1325.

193. Saintot A., Stephenson R., Stovba S., Maystrenko Y. Structures associated with inversion of the Donbas Foldbelt // Tectonophysics – 2003. - Vol. 373. - pp. 181–207.

194. Scaini M.J., Bancroft G.M., Knipe S.W. Reactions of aqueous Au^{1+} sulfide species with pyrite as a function of pH and temperature // Amer. Miner. - 1998. - Vol. 83. - pp. 316-322.

195. Schaubs P.M., Wilson C.J.L. The relative roles of folding and faulting in controlling gold mineralization along the Deborah anticline, Bendigo, Victoria, Australia // Econ. Geol. - 2002. - Vol. 97. - pp. 351–370.

196. Scott S.D Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments // Mineral. Mag. – 1983. - Vol. 47. - pp. 427–435.

197. Scott S.D., Barnes H.L. Sphalerite geothermometry and geobarometry // Econ. Geol. - 1971. - Vol. 66. - pp. 653–669.

198. Scott R.J., Meffre S., Woodhead J., Gilbert S.E., Berry R.F., Emsbo P. Development of framboidal pyrite during diagenesis, low-grade regional metamorphism and hydrothermal alteration // Econ. Geol. - 2009. - Vol. 104. - pp. 1143–1168.

199. Sharp Z.D., Essene E.J., Kelly W.C. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure consideration and applications to natural assemblages // Can. Mineral. – 1985. - Vol. 23. - pp. 517–534.

200. Shenberger D.M., Barnes H.L. Solubility of gold in aqueous sulphide solutions from 150 to 350°C // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1989. - Vol. 53. - pp. 269–278.

201. Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. - 1988. - Vol. 16. - pp. 551–555.

202. Simon G., Kesler S.E., Chryssoulis S. Geochemistry and textures of gold-bearing arsenian pyrite, Twin Creeks, Nevada: Implications for deposition of gold in Carlin-type deposits // Econ. Geol. - 1999. - Vol. 94. - pp. 405-422.

203. Smith T.J., Cloke P.L., Kesler S.E. Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario, Canada // Econ. Geol. - 1984. -Vol. 79. - pp. 1265–1285.

204. Spiegel C., Sachsenhofer R.F., Privalov V.A., Zhykalyak M.V., Panova E.A. Thermotectonic evolution of the Ukrainian Donbas Foldbelt: evidence from zircon and apatite fission track data // Tectonophysics – 2004. - Vol. 383. - pp. 193–215.

205. Stefansson A., Seward T.M. Gold(I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2004. - Vol. 68. - pp. 4121–4143.

206. Stovba S.M., Stephenson R.A. The Donbas Foldbelt: its relationships with the uninverted Donets segment of the Dniepr– Donets Basin, Ukraine // Tectonophysics – 1999. - Vol. 313. - pp. 59–83.

207. Stuwe K., Will T.M., Zhou S. On the timing relationships between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralization // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1993. - Vol. 114. - pp. 417–430.

208. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution: Blackwell Scientific, 1985. – 312 p.

209. Thompson J.H.F., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineral. Deposita. - 1999. - Vol. 34. - pp. 323-334.

210. Tischendorf G., Rieder M., Förster H.-J., Gottesmann B., Guidotti Ch.V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas // Mineral. Mag. – 2004. - Vol. 68. - pp. 649–667.

211. Verdel C., Niemi, N. and 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 // Journ. Geol. – 2011. Vol. 119, No. 4. - pp. 419-437.

212. Wang L., Shi X., Jiang G. Pyrite morphology and redox fluctuations recorded in the Ediacaran Doushantuo Formation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2012. - Vol. 333. - pp. 218-227.

213. Wilkin R.T., Barnes H.L. Formation processes of framboidal pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1997. - Vol.61, No. 2. - pp. 323-339.

214. Wilkin R.T., Barnes H.L., Brantley S.L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox condition // Geochim. Cosmochim. Acta. - 1996. - Vol. 60, No. 20. - pp. 3897-3912.

215. Windh J. Saddle reef and related gold mineralization, Hill End gold field, Australia: evolution of an auriferous vein system during progressive deformation // Econ. Geol. - 1995. - Vol. 90. - pp. 1764–1775.

216. Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U–Th–Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals // Geol. Ore Dep. – 2011. – Vol.53, No. 1. – pp. 27-57.

217. Yund R.A. The system Ni-As-S; phase relations and mineralogical significance // Amer. Journ. Sc. – 1962. - Vol. 260. - pp. 761-782.