

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ САВРАНСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

**Олександр Шваєвський, Олександр Бобров,
Микола Павлунь, Тарас Шваєвський**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: oleksandr.shvayevskyy@lnu.edu.ua*

Стаття розкриває особливості полі циклічного перебігу процесів формування метаморфічних комплексів Дністровсько-Бузького геоблоку загалом та Саврансько-Синицівської площі зокрема. З'ясовано, що вони мають різну інтенсивність прояву термальних ендегенних процесів у просторово зближених та близьких за складом породах. На рівні мінерального складу це відображається у відсутності тих чи інших мінералів, або деяких генерацій мінералів, а також в анатомії кристалів акцесорних мінералів-геохронометрів – циркону та монациту; що є додатковим джерелом інформації при датуванні основних геологічних процесів.

Особлива увага приділена встановленню часу формування гранітних масивів та пегматоїдних тіл у межах родовища Майське як процесів, що передували формуванню рудної мінералізації. Установлено, що вік апліто-пегматоїдних гранітів Південного масиву становить $(2,379 \pm 0,076)$ млрд років [1], тоді як U-Pb вік жильних пегматоїдних гранітів становить $(2,040 \pm 0,050)$ млрд років [2]. Великий розрив у часі (понад 300 млн років) між формуванням масиву апліто-пегматоїдних та жильних пегматоїдних гранітів суперечить геологічним спостереженням, за якими пегматоїдні граніти є жильною фацією лейкократових апліто-пегматоїдних гранітів. Найвірогідніше, цифра $(2,379 \pm 0,076)$ млрд років для циркону-I відповідає раннім стадіям формування Південного масиву апліто-пегматоїдних гранітів. Формування гранітних масивів, пегматоїдних утворень та інтенсивна метасоматична проробка товщі близько 2,0 млрд років підтверджується як цифрами U-Pb віку монациту з чарнокітів у районі м. Первомайськ $(2,06 \pm 0,001)$ млрд років [2], так і даними Re-Os віку молібденітів з пегматитів, що становить $(2,06 \pm 0,009)$ млрд років та 2,02 млрд років – з біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів Майського родовища [3].

Проаналізовано перебіг процесів кремнево-лужного метасоматозу, палінгенезу та кислотного вилугування і їх роль у рудоутворенні. Установлено, що для родовищ із глибинами формування від 8 до 15 км (родовище Майське) притаманна прожилкова та жильна мінералізація з переважанням у складі руд піриту, арсенопіриту, піротину; навколорудні зміни представлені зонами карбонатизації, мусковітизації, біотитизації, альбітизації.

Ключові слова: рудне поле, мінералізація, суперкрудна формація, гранулітовий комплекс, метасоматоз, навколо рудні зміни.

Постановка проблеми. Формування рудної мінералізації Савранського рудного поля загалом і родовища Майське зокрема завершує довготривалі петрогенетичні процеси, що відбувалися протягом палеоархею (більш ніж 3,6 млрд років) – палеопротерозою (від 1,9 до 1,8 млрд років). Моделювання умов етапу накопичення первинної речовини суперкрудальних формацій надзвичайно ускладнене внаслідок повного перетворення первинних порід в процесі наступних процесів метаморфізму та гранітизації.

Аналіз досліджень. У 1986 р. в межах Савранської ділянки Правобережною експедицією виявлено рудопрояв нікелю із золото-срібною мінералізацією. Ця знахідка поклала початок систематичним розвідувальним роботам у межах ділянки, унаслідок яких були відкриті рудопрояви золота Савранський, Полянецький і Чимерпільський.

Майське родовище розташоване на південно-східній околиці смт Саврань (Одеська обл.). Об'єкт відкрито у 1989 р. ПЗЕ № 46 КП «Кіровгеологія» Пошуково-оцінювальні роботи (гірничо-бурова розвідка) силами ПЗЕ № 46 проводили протягом 1993–2000 рр. З моменту відкриття родовище вивчалася групою дослідників ІГМР НАН України (м. Київ) під керівництвом доктора геолого-мінералогічних наук С. В. Нечасва. Результати робіт викладені в низці праць, у яких уперше детально схарактеризовано геолого-структурну позицію, петрологію та мінералогію родовища. У період з 1994 до 1998 рр. Майське родовище та всю площу вивчала група дослідників Львівського державного університету під керівництвом докторів геолого-мінералогічних наук А. О. Сіворонова та О. Б. Боброва.

Більшість геологів приймають теорію вулканогенно-осадового генезису суперкрупстальних товщ монофазіальних гранулітових комплексів.

Багатофакторне моделювання з метою ефективного прогнозу сприятливих умов локалізації промислового зруденіння потребує використання всього наявного фактичного матеріалу (як суто геологічного, так геофізичного та аналітичного), що отриманий під час проведення пошуково-оцінювальних робіт. У процесі багаторічних досліджень на золото геологічними організаціями України різного підпорядкування такий матеріал накопичено. Водночас є значні труднощі з його інтерпретацією та створенням відповідних моделей.

Мета роботи – на прикладі родовища Майське та низки рудопроявів Савранського рудного поля розробити багатофакторну геолого-генетичну модель формування основних промислових типів золоторудних родовищ Дністерсько-Бузького геоблоку Українського щита для їх локального прогнозу.

Виклад основного матеріалу. Саврансько-Синіцівська площа розташована в північно-східній частині Дністерсько-Бузького геоблоку та займає північну ланку субмеридіонально орієнтованої зони зчленування Гайворонського та Голованівського блоків. Аналіз наявних матеріалів з геології району вказує, що між цими блоками розміщений крупний елемент латеральної неоднорідності Дністерсько-Бузького геоблоку, який характеризується як індивідуальними особливостями тектонічного режиму розвитку на завершальних етапах докембрійської історії, так і характером супутніх ендегенних процесів. Цей елемент має субмеридіональне простягання та, за ширини від 15 до 16 км у долині р. Південний Буг, звужується на північ і розширюється в південному напрямку. Вірогідно, зі сходу та заходу структура обмежена розломами, хоча через недостатню вивченість просторове положення контурів не всюди надійно визначається.

Характеристика петрогенетичних процесів у межах Саврансько-Синіцівської площі на етапі метаморфізму, ультраметаморфізму та гранітизації в умовах гранулітової фації стикається зі значними труднощами, оскільки гранулітові утворення майже повністю знищені подальшими процесами динамометаморфізму та діафторезу в супроводі інтенсивного метасоматозу та спостерігаються тільки у вигляді локальних реліктів. Первинні (первинно-вторинні) включення в мінералах-індикаторах гранулітової фації (гранат, піроксен, кварц) належать до кристалофлюїдного класу без суттєвих ознак присутності води. Склад флюїдів представлений газовими фазами CO , CO_2 , CH_4 , N , H_2 . Тверда фаза включень представлена мінералами, що утворились із силікатного розплаву. За термобарогеохімічними даними на етапі гранулітового метаморфізму температура сягала меж від 850 до 1 100 °C, а тиск перевищував 450 МПа [4]. Очевидно, що навіть в умовах відносної «сухості» флюїдної системи за таких температур процеси метаморфізму могли супроводжуватися частковим плавленням.

Склад флюїдних включень у мінералах ультраметаморфогенних гранітів Побужжя близький до складу метаморфічних флюїдних включень, для яких характерні відсутність водної фази, широке розповсюдження кристалофлюїдних включень та подібний температурний режим метаморфічних та ультраметаморфічних перетворень (у межах від 850 до 1100 °C) хоча ультраметаморфізм характеризується меншим тиском (понад 220 МПа). Вірогідно, регіональний субізохімічний процес, який призводить до перетворення гнейсового субстрату в гранітоїдні породи, пов'язаний з розрядкою тектонічних напружень упродовж формування склепінно-купольних структур.

Початок етапу діафторезу, динамометаморфізму та ультраметаморфізму в умовах амфіболітової фації пов'язаний із закладенням потужної субмеридіональної зони розломів, що поділили Голованівський та Гайворонівський блоки Дністерсько-Бузького геоблоку. Ітенсивні рухи призвели до багаторазових пластичних деформацій порід з утворенням бластокатаклизитів і бластомілонітів. Процеси діафторезу в РТ-умовах амфіболітової фації характеризуються появою у флюїдній системі води (рис. 1).

Ультраметаморфізм з формуванням палінгенно-метасоматичних гранітоїдів призвів до перетворення суперкystalльних і плутоно-метаморфічних порід у мігматити, диференційовані метабластичні гнейси та пегматоїдні породи. На етапі кремнево-лужного метасоматозу, палінгенезу та кислотного вилугування відбувалося формування метабластичних гнейсів, плагіомігматитів та біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів. Процеси характеризувалися привнесенням K, SiO₂, Na, на фоні інтенсивного виносу Ca, Mg, Fe. Ознаками кислотного вилугування є поява силіманіту на стиках зерен олігоклазу та кварцу, а також вкрапленість альмандину.

Центри кремнево-натрієвого метасоматозу успадковувались такими процесами пегматитоутворення та палінгенезу на стадії калієвого метасоматозу до формування біотитів, двопольовошпатових мігматитів і пегматоїдних гранітів з апатитом та турмаліном. Завершальні стадії постультраметаморфічного вилугування характеризуються окварцюванням та утворенням лінзоподібних та жилоподібних кварцових мобілізатів. Перерозподіл заліза при біотитизації та окварцюванні на фоні високої активності кисню зумовлював формування магнетитової мінералізації по амфіболітах та основних кристалосланцях.

Процеси кремнево-лужного метасоматозу, палінгенезу та кислотного вилугування призвели до формування пачок порід із поступовими переходами від біотитових плагіогнейсів та амфіболітів у крайових частинах до кварц-олігоклазових, олігоклаз-кварцових, кварцових, калішпат-кварцових, кварц-калішпатових пегматоїдних мобілізатів, а також лінзовидних тіл та жил пегматоїдів, крупнозернистих пегматоїдних гранітів і пегматитів. Різка зміна параметрів середовища від майже безводних до гідротермальних на стадії формування біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів та магнетиту маркується руйнуванням силіманіту й заміщенням його мусковітом. Температура формування цього етапу (за температури більш ніж 600 °C) визначається за структурами розпаду твердих розчинів (шпінель-ільменіт) у магнетиті та складом домішок у магнетиті. Попри чітку просторову приуроченість рудної мінералізації до зон інтенсивної метасоматичної проробки, ці процеси є передрудними.

Морфологія рудних тіл, мінеральний склад порід і руд та особливості навколорудних змін свідчать про формування рудної мінералізації Майського родовища в умовах великих (більш ніж 15 км) глибин [4]. Так, для родовищ із глибинами формування від 8 до 15 км притаманна прожилкова та жильна мінералізація з переважанням у складі руд піриту, арсенопіриту, піротину; навколорудні зміни представлені зонами карбонатизації, мусковітизації, біотитизації, альбітизації, потужністю від 1 до 10 см. У процесі формування рудної мінералізації не відбувається перекристалізації або кородування породотворюючих

мінералів. Розвиток сульфідної і рудної мінералізації відбувається виключно по тріщинах у породі та площинах спайності в породоутворювальних мінералах. Такі особливості зумовлені зростанням щільності порід від малоглибинних до глибинних родовищ і, відповідно, зростанням співвідношень «розчин – порода», яким зумовлюється інтенсивність розвитку гідротермального й рудного процесу. Однак на момент формування власне золоторудного парагенезису формування облямівок піриту-II на раніше сформованих сульфідах, розвиток друз піриту-II по тріщинах у породі, утворення карбонат-гідрослюдистих середньозернистих агрегатів свідчать, що осадження золота відбувалося в умовах зростання співвідношення «розчин – порода».

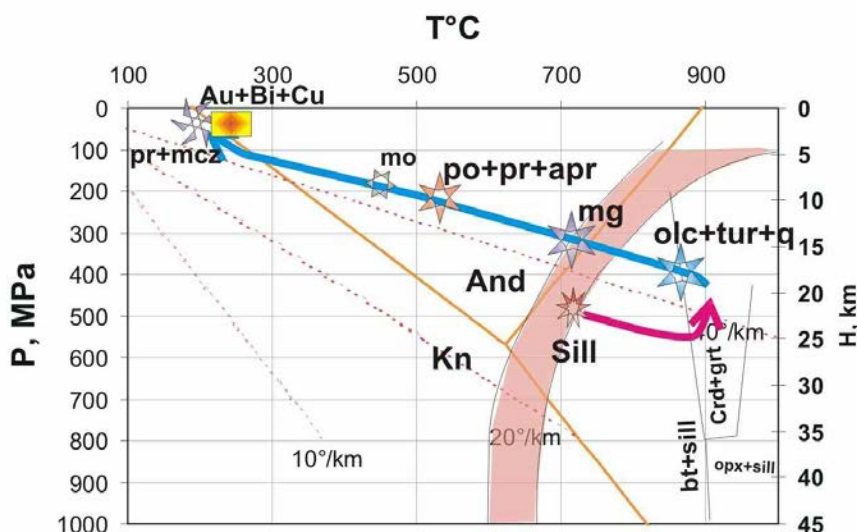


Рис. 1. Еволюція фізико-хімічних параметрів системи в процесі формування вмісних породних комплексів та рудної мінералізації Саврансько-Синицівської площі

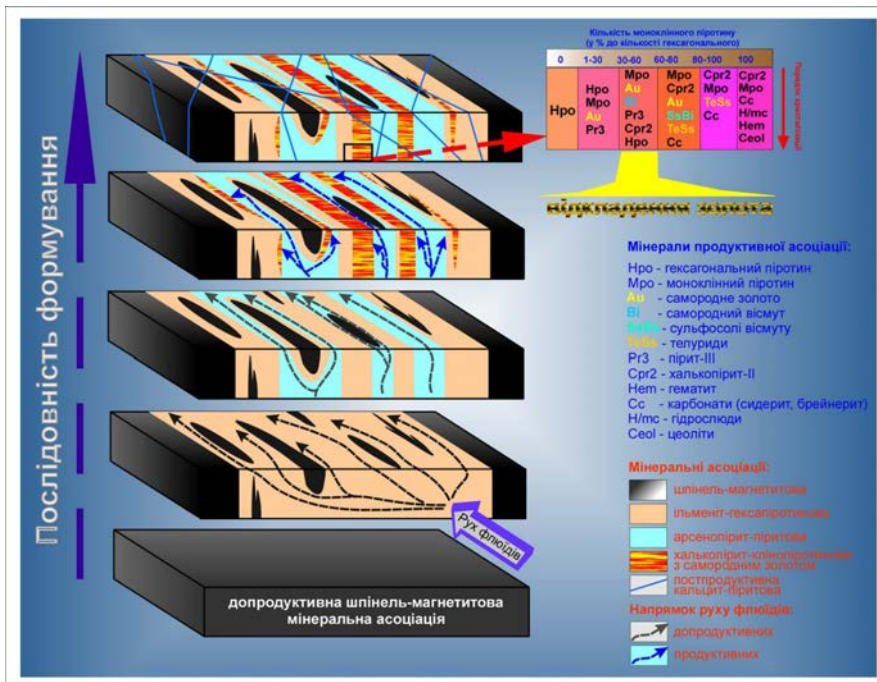
Необхідним фактором формування рудної мінералізації є наявність збагачених залізом порід на шляху рудних розчинів. Для Майського родовища такими породами є мігматити по амфіболітах або кристалосланцях з інтенсивною магнетитовою мінералізацією на контакті з біотит-кварц-олігоклазовими метасоматитами. Від’ємний коефіцієнт кореляції ($K_k \text{ Fe/Au} = -0,031$) між золотом та магнетитом свідчить про відсутність генетичного зв’язку магнетитової мінералізації з осадженням золота. Однак саме магнетит слугує субстратом для формування сульфідно-арсенідної мінералізації із самородним золотом при взаємодії рудних флюїдів із вмішувальними породами.

Гексагональний піротин є найбільш раннім мінералом високотемпературних сульфідних парагенезисів, що заміщує магнетит. Нами доведено вирішальну роль піротинової мінералізації в процесі формування сульфідної мінералізації та осадженні самородного золота на Майському родовищі. Переважання піротинової мінералізації над піритовою відмічалось багатьма дослідниками родовищ золота у високометаморфізованих комплексах. Деякими дослідниками виокремлена просторова асоціація рудних ділянок із сульфідизованими ділянками, що збагачені піротином [5]. Однак саме наші дослідження встановили роль піротину як у формуванні наступних сульфідних парагенезисів, так і в осадженні

піротину поширення сульфідної і золотої мінералізації по магнетиту не виявлено (рис. 2)

фідного та вуглекислотно-водного метасоматозу Стадія сульфідного метасоматозу

термометрії. Так, уміст заліза в гексагональних піротинах перевищував 46,7 ат. часток.



Майського родовища

Дослідження залежності габітусу кристалів піриту від умов їх росту, зокрема, температури мінералоутворювального середовища та ступеня перенасиченості розчинів указують, що формування кубічних та октаедричних кристалів піриту відбувається за температур 500–450 °C у умовах високої fS [6]; наявність скелетних форм та однорідна будова масивних агрегатів свідчить про дифузійний механізм формування піриту-I. Формування халькопіриту при наявності гексапіротину цього складу може відбуватися за температур вище 450 °C. Наявність у халькопіриті-I кубаніту як продукту розпаду твердих розчинів також підтверджує високотемпературний режим середовища; температура розпаду твердого розчину коливається в межах 350 °C (за Рамдором – 557 °C). Отже, пірит-арсенопіритова асоціація сформувалася після гексапіротин-льолінгітової в температурному діапазоні від 350 до 500 °C в умовах дедалі більшої активності сірки.

Стадія вуглекисотно-водного метасоматозу передбачає продуктивний (халькопірит-клінопіротинового із самородним золотом) та післяпродуктивний (марказит-піритового) періоди. Тепловий та баричний режими флюїдної системи на цій стадії носили регресивно-еволюційний характер, що відповідає загальним тенденціям затухання постпалінгенно-метасоматичних процесів. Параметри мінералоутворення продуктивного періоду визначалися на основі дослідження включень у кварці з рудних ділянок. Газова фаза характеризується підвищеним умістом H_2 та значними концентраціями CO_2 та CH_4 . Мінералоутворення відбувалося в умовах гетерогенної гідротермальної флюїдної системи з ліквідацією рідкої CO_2 (від 1,2 до 0,8 г/см³), а потім газоподібної CO_2 (від 0,4 до 0,1 г/см³); концентрація солей не перевищувала 3 %. Температури мінералоутворення під час продуктивного періоду змінювались від 300 до 100 °C. Д. К. Возняк оцінює Р-Т параметри продуктивного періоду на південно-східному фланзі Майського родовища як: варіації температури: від 250 до 200 °C і тиску >250 МПа. Зрідка у кварці спостерігаються розтріскані включення рідкої CO_2 , що інтерпретується як накладення на середньотемпературні золото-сульфідні парагенезиси більш високо-температурної мінералізації [4].

Перехід флюїдної системи з гомогенного стану в гетерогенний є закономірним фізико-хімічним явищем, що зображується проходженням режимного вектора через область критичного стану системи H_2O-CO_2 з орієнтацією, що близька до кривих її двохфазової рівноваги (при вмісті CO_2 від 40 до 41 %) [5]. Саме за цих умов у флюїдних включеннях спостерігаються ознаки гетерогенізації розчинів з відокремленням CO_2 у самостійну фазу. З падінням температури та тиску щільність CO_2 змінювалася від 1,2 г/см³ (рідка CO_2) до 0,1 г/см³ (газоподібна CO_2). Гетерогенізація та природна дегазація флюїдної системи не потребує традиційних апеляцій до тектонічних факторів (різкий приріст робочого об'єму системи, ритмічні перепади тиску, температури та ін.); двофазовий стан вуглекисотно-водної системи (вміст CO_2 коливається від 40 до 41 %) є до природним у даних РТ-умовах. Не відкидаючи ролі тектонічного фактору, слід зазначити, що для родовищ типу Майське він не відіграє вирішальної ролі в процесі формування рудної мінералізації, як це спостерігається на жильних родовищах. В умовах тривалого існування нерівноважного двофазового стану та повільної дегазації флюїдної системи вирішальну роль у формуванні рудної мінералізації відіграє комплекс потенціалрегулювальних факторів (зміна Eh- та pH-режимів).

Фізико-хімічні параметри формування пірит-халькопірит-клінопіротинової асоціації із самородним золотом, вісмутом та телуридами, визначені на основі термобаро-геохімічних досліджень, підтверджуються на основі мінералів-індикаторів (клінопіротину, самородного вісмуту, асоціацій телуридів, карбонатів, хлориту, гідрослюдо тощо). Важливими індикаторами параметрів мінералоутворювальних розчинів на момент формування золоторудної мінералізації є телуриди та сульфосолі вісмуту, золота та срібла. Останні експерименти з фракціонування Au між гідротермальними розчинами і рідким Bi

демонструють, що за температур вище 271 °C рідкий Ві є активним осаджувачем Ау з перенасичених золотом гідротермальних розчинів, особливо коли fS_2 нижча за піротин-піритовий буфер [6]. Про пересиченість Ау мінералоутворювальних розчинів свідчать дендритні наростання на кристалах золота, а наступне зниження fS_2 , що сприяє осадженню халькогенідів, можна розглядати як наслідок переходу гексагональний $\rightarrow$ моноклінний піротин.

Зростання золота і вісмуту з криволінійними границями фаз є показником того, що низькотемпературна мальдонітова (Au_2Bi) евтектика 113 °C була досягнута під час рудоутворення, однак відсутність мальдоніту в проростаннях золота і вісмуту у вигляді стабільної фази або в асоціації із самородним вісмутом є доказом, що на Майському родовищі температура осадження Ау-Ві із флюїду була вищою за 113 °C. Верхня температурна межа формування золоторудного парагенезису обмежується температурами стабільності моноклінного піротину (від 160 до 273 °C). У межах такого температурного діапазону перебувають і температури кристалізації деяких мінеральних асоціацій золоторудного парагенезису: самородний вісмут+вісмутин з евтектикою при 270 °C у системі Ві-S, самородний вісмут+хедлєйт з евтектикою 266 °C. Зростання калавериту або телуровісмутиту із самородним телуrom відповідає температурам від 420 до 400 °C. Однак ці цифри вказують на найвищу можливу температуру для даної асоціації, що є стабільною і за температури 270 °C.

Формування асоціації тетрадиміт, гесит, густавіт з гематитом відображує подальшу еволюцію розчину. Тетрадиміт, у якому відношення $Me/(Fe+S) < 1$ має широке стабільне поле і може утворюватися навіть у порівняно високих fO_2 – низьких fS_2 умовах за достатньої кількості Те в розчині. Однак співіснування самородного вісмуту і тетрадиміту всередині пластинок гематиту вказує, що формування цієї асоціації відбувалося при a_{Bi} близькій до попередньої, але в умовах зростання активності кисню та зниження fS_2 нижче стабільності піротину та піриту. Так, Ау-Те-Ві мінералізація кристалізується з розчинів у температурному діапазоні 273–160 °C в умовах достатньо різних змін параметрів мінералоутворювальних розчинів від слаболужних кислих зі зростанням активності сірки та кисню.

Мінералоутворення післярудного періоду проходило в умовах гомогенно-гідротермальної системи з низькими вмістами солей (від 1 до 0,5 %) за температур від 190 до 50 °C та тисків від 70 до 50 МПа. Дисульфідизація гексапіротину з утворенням сульфідів та тіосульфатів заліза відмічає падіння температур < 178 °C [4]. Наявність низькотемпературних мінералів в агрегатах дисульфідизації (бравойту, смайтиту, гетиту), а також розвиток марказиту, віолариту, мілериту при перекристалізації продуктів дисульфідизації вказують на подальше зростання fO_2 , що може бути зумовлено привнесенням у систему низькотемпературних окислених розчинів

Перекристалізація агрегатів продуктів дисульфідизації, вірогідно, ініціюється незначним підвищенням температури; формування марказит-піритових агрегатів відбувається за температур 240–140 °C. Розчини на момент формування пірит-марказитових агрегатів характеризувалися підвищеною кислотністю ($pH < 5,0$) в умовах високої активності кисню.

Висновки. Рудно-петрологічні моделі з визначенням фізико-хімічних параметрів петро- та рудоутворення побудовані на основі петрографічних, мінералогічних і термобарогеохімічних досліджень, а також за результатами геохронологічних визначень.

Формування рудної мінералізації Майського родовища та всього Савранського рудного поля загалом завершує довготривалі петрогенетичні процеси, що відбувалися протягом палеоархею (більш ніж 3,6 млрд років) – палеопротерозою (від 1,9 до 1,8 млрд років). Основним механізмом утворення рудних покладів на об'єкті є зміна параметрів рудних розчинів (a_{S_2} , pH , або fO_2) внаслідок взаємодії флюїду із вміщувальними породами. Взаємодія розчинів із компонентами вміщувальної породи, що збагачені Fe (з піротином), викликає трансформацію гексагонального піротину в моноклінний, формування піриту та осадження золота.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Степанюк Л. М., Довбуш Т. І., Меркушин І. Є., Гнутенко Н. О., Бакуменко І. Т., Сергієнко В. М. Геологічна позиція та вік гранітів Майського золоторудного родовища (Середнє Побужжя). *Мин. журн.* 1999. т. 21, № 4. С. 83–86.
2. Степанюк Л. М., Грінченко О. В., Загнітко В. М., Бартницький Є. М. Уран-свинцевий вік жильних гранітоїдів Середнього Побужжя. *Доп. Нац. АН України.* 1996. №11. С. 129–133.
3. Stein H., Markey R., Sundblad C., Bobrov A.B., Sivoronov A.A., Merkushin I.E. Precise ^{187}Re – ^{187}Os Ages for Au Deposits in Ukrainian Shield. *Proc. Symp. EUG 10. Strasbourg, France: Terra Nova.* 1998. P. 528.
4. Бобров О. Б., Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Сіворонов А. О. Флюїдний режим процесів петро- та рудогенезу та термобарогеохімічні критерії оцінки золотоносних зон Майського родовища (Савранське рудне поле, Побужжя). *Мінералогічний збірник*, 2001, № 51 вип. 1. С. 12–21.
5. Ridley J.R., Groves D.I., Hagemann S.G. Exploration and deposit models for gold deposits in amphibolite/granulite facies terrains: MERIWA, Report. 1995, № 142, 151p.
6. Craig J.R., Scott S.D. Sulfide phase equilibria. In: Ribbe P.H. (ed.): *Sulfide mineralogy*, 1974, p. 1–110

REFERENCES

1. Bobrov, O. B., Sivoronov, A.O., Stepaniuk, L.M., Dovbush, T.I., Merkushyn, I.Ye., Hnutenko, N.O., Bakumenko, I.T., Serhiienko, V.M. (1999). Heolohichna pozysitiia ta vik hranitiv Maiskoho zolotorudnoho rodovyshcha (Serednie Pobuzhzhia) [Geological position and age of granites of the Maysky gold deposit (Middle Pobuzhye)]. *Myn. zhurn.* t. 21, №4. S. 83–86.
2. Stepaniuk, L.M., Hrinchenko, O.V., Zahnitko, V.M., Bartnytskyi, Ye.M. (1996). Uran-svyntsevyi vik zhylnykh hranitoidiv Serednoho Pobuzhzhia [Uranium-lead age of vein granitoids of the Middle Pobuzhye]. *Dop. Nats. AN Ukrainy.* №11. S. 129–133.
3. Stein, H., Markey, R., Sundblad, C., Bobrov, A.B., Sivoronov, A.A., Merkushin, I.E. (1998). Precise ^{187}Re - ^{187}Os Ages for Au Deposits in Ukrainian Shield *Proc. Symp. EUG 10. – Strasbourg, France: Terra Nova.* P. 528.
4. Bobrov, O.B., Liakhov, Yu.V., Pavlun, M.M., Sivoronov, A.O. (2001) Fluidnyi rezhym protsesiv petro- ta rudohenezu ta termobarogeochemichni kryterii otsinky zolotonosnykh zon Maiskoho rodovyshcha (Savranske rudne pole, Pobuzhzhia) [Fluid regime of petro- and ore-genesis processes and thermobarogeochemical criteria for evaluating gold-bearing zones of the Maysky deposit (Savranskoye ore field, Pobuzhye)]. *Mineralohichnyi zbirnyk*, №51 vyp. 1. S. 12–21.
5. Ridley, J.R., Groves, D.I., Hagemann, S.G. (1995) Exploration and deposit models for gold deposits in amphibolite/granulite facies terrains: MERIWA, Report № 142, 151p.
6. Craig, J.R., Scott, S.D. (1974). Sulfide phase equilibria. In: Ribbe P.H. (ed.): *Sulfide mineralogy*, p. 1–110

PHYSICAL AND CHEMICAL FEATURES OF THE SAVRAN ORE FIELD (UKRAINIAN SHIELD)

Oleksandr Shvaievskiy, Oleksandr Bobrov, Mykola Pavlun, Taras Shvaievskiy

*Ivan Franko National University of Lviv, Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: oleksandr.shvayevskyy@lnu.edu.ua*

The article reveals the features of the polycyclic course of the processes of formation of metamorphic complexes of the Dniester-Bug geoblock in general, and the Savran-Synitsivska area in particular. It is found that they have different intensity of manifestation of thermal endogenous processes in spatially close and similar in composition rocks. At the level of mineral composition, this is reflected in the absence of certain minerals, or certain generations of minerals, as well as in the crystal anatomy of accessory minerals-geochronometers - zircon and monazite; which is an additional source of information when dating the main geological processes.

Particular attention is paid to establishing the time of formation of granite massifs and pegmatoid bodies within the Mayske deposit, as processes that preceded the formation of ore mineralization. It has been established that the age of aplite-pegmatoid granites of the Southern massif is (2.379 ± 0.076) billion years [1], while the U-Pb age of vein pegmatoid granites is (2.040 ± 0.050) billion years [2]. The large time gap (over 300 million years) between the formation of the massif of aplite-pegmatoid and veined pegmatoid granites contradicts geological observations, according to which pegmatoid granites are a veined facies of leucocratic aplite-pegmatoid granites. Most likely, the figure (2.379 ± 0.076) billion years for zircon-I corresponds to the early stages of the formation of the Southern massif of aplite-pegmatoid granites. The formation of granite massifs, pegmatoid formations and intensive metasomatic processing of the stratum at about 2.0 billion years is confirmed by the U-Pb age of monazite from charnockites in the Pervomaik region (2.06 ± 0.001) billion years [2] and Re-Os data of the age of molybdenites from pegmatites is (2.06 ± 0.009) billion years, and 2.02 billion years – from biotite-quartz-oligoclase metasomatites of the Maiskoye deposit [3].

The course of the processes of silicic-alkaline metasomatism, palingenesis, and acid leaching and their role in ore formation are analyzed. It has been established that deposits with formation depths of 8 to 15 km (Mayske deposit) are characterized by vein and vein mineralization with a predominance of pyrite, arsenopyrite, and pyrrhotite in the composition of ores; peri-ore changes are represented by zones of carbonatization, muscovitization, biotitization, and albitization.

Key words: ore field, mineralization, supercrustal formation, granulite complex, metasomatism, surrounding ore changes.

Дата надходження статті: 28.07.2025

Дата прийняття статті: 25.08.2025

Опубліковано: 29.10.2025